

УДК [556.3 : 622.246].249.1.1/(021)

ВОДЫ НЕФТЯНЫХ В С С И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Под редакцией
доктора геолого-минералогических наук
Л.М. Зорькина

59316

ВНИИГАЗ
Научно-техническая
библиотека

К.



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.222

В 62

УДК 556.3:553.981./982

Рецензент д-р геол.-минер. наук А. А. Карцев

Воды нефтяных и газовых месторождений СССР: Справочник/Под ред. Л. М. Зорькина.— М.: Недра, 1989.— 382 с.: ил.

ISBN 5-247-00425-6

Приведены сведения по подземным водам нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. Рассмотрены теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии, гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности и разработки месторождений, возможности использования подземных вод в народном хозяйстве. Дана гидрогеологическая характеристика нефтегазоносных бассейнов и месторождений нефти и газа (химический состав вод, растворенных газов, органических веществ, статические уровни, водообильность).

Для гидрогеологов, геологов, геохимиков, занимающихся поисками и разведкой месторождений нефти и газа.

В $\frac{1804060200-207}{043(01)-89}$ 114—89

ББК 26.222

ISBN 5-247-00425-6

© Издательство «Недра», 1989

Важнейшим элементом топливно-энергетического комплекса страны является нефтегазодобывающая промышленность, бурный рост которой ставит перед геологической наукой задачи по резкому увеличению прироста запасов нефти и газа. Успешное решение этой задачи возможно лишь за счет повышения эффективности поисков и разведки.

Составной частью прогноза нефтегазоносности являются данные о гидрогеологических показателях. Их правильный учет позволяет сокращать время и экономить материальные ресурсы как при освоении новых, так и при доразведке старых нефтегазоносных регионов. Гидрогеологическая информация необходима при разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений, при планировании мероприятий по охране геологической среды и использовании глубинных подземных вод в народном хозяйстве

Геологическая история подавляющей части месторождений полезных ископаемых, особенно месторождений нефти и газа, тесно связана с геохимической историей подземных вод. Вследствие этого подземные воды несут важнейшую информацию о наличии и размещении месторождений нефти и газа. Здесь следует отметить, что гидрогеологический прогноз нефтегазоносности осуществляется не только по данным о глубоких подземных водах (водам продуктивных горизонтов), но и по результатам изучения верхних водоносных горизонтов. Поэтому при изучении неглубоко залегающих водоносных горизонтов и при проведении гидрогеологической и инженерно-геологической съемок необходимо предусматривать решение нефтегазопроисловых задач.

Данные о подземных водах нефтяных и газовых месторождений необходимы и при их разработке. Изучая подземные воды, мы получаем информацию о геохимической истории осадочных пород и нефтегазоносности недр. В первую очередь гидрогеологические наблюдения необходимы для определения режима разработки залежей, оценки скорости продвижения водонефтяного и водогазового контактов, оценки степени обводненности скважин, т. е. определения наиболее оптимальных темпов отбора нефти и газа. Однако наблюдается тенденция не только свертывания гидрогеологических исследований при поисково-разведочных работах на нефть и газ, но и резкого снижения их качества. Ввиду этого теряется ценнейшая информация, что ведет к снижению эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ. Недостаток информации о природном (первоначальном) гидрогеологическом фоне месторождений нефти и газа при их разработке приводит к неоправданным потерям углеводородного сырья, к уменьшению коэффициента извлечения углеводородов, к излишним затратам ввиду некорректного прогноза обводненности эксплуатационных скважин.

Глобальная интенсификация производственной деятельности человека сопровождается многократным увеличением воздействия человека на природную среду. Охрана природной среды от негативного воздействия становится первостепенной задачей при всех видах нашей деятельности. Мы можем нанести непоправимый вред природе при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений. Мероприятия по охране природы при геологоразведочных работах в первую очередь предусматривают гидрогеологические наблюдения.

Надо сказать, что и сами подземные воды являются ценнейшим сырьем, из них добывают разнообразные минеральные компоненты (промышленные воды). Практически большая часть глубинных подземных вод может быть применена в бальнеологии. Современное же использование подземных вод ничтожно мало. Исключительно широки возможности использования термальных вод. И только кажущаяся легкость получения тепла из угля, нефти и газа побуждает нас проходить мимо этого экологически чистого и практически неиссякаемого источника энергии. Наконец, сами глубокие подземные воды содержат гигантские количества энергетических ресурсов в виде растворенных углеводородных газов. Установлено, что на достигнутых массовым бурением глубинах в подземных водах содержится огромное количество углеводородных газов. С глубиной газоёмкость подземных вод растёт. Уже сейчас установлены подземные воды с газонасыщенностью 20—60 м³/м³, и мы подходим к тому рубежу, когда добыча водорастворенных углеводородных газов станет рентабельной. Все это резко повышает ценность гидрогеологической информации.

С ростом технической вооруженности народного хозяйства потеря гидрогеологической информации чревата удорожанием использования промышленных и минеральных вод. Отсутствие надежной информации об органо-минеральном и газовом составе подземных вод, об их температурных и гидродинамических условиях резко снижает возможности прогнозирования промышленных и минеральных вод, использования подземных вод в качестве теплоносителя и источника углеводородного сырья.

В нефтегазовой геологии наблюдается устойчивая тенденция увеличения глубин поисково-разведочных скважин, что сопровождается существенным ростом стоимости разведки. В этой ситуации ценность гидрогеологической информации значительно возрастает. На больших глубинах без гидрогеологических данных мы не всегда сможем достоверно прогнозировать фазовое состояние флюидов.

В настоящее время накоплен огромный фактический материал по подземным водам нефтяных и газовых месторождений СССР. В сущности, это данные о гидрогеологии глубоких горизонтов осадочной оболочки Земли, и они представляют интерес не только для геологии нефти и газа, но и для смежных геологических дисциплин. Однако сводных работ по подземным водам нефтяных и газовых месторождений крайне мало. Первой такой работой, ставшей библиографической редкостью, была монография В. А. Сулина «Гидрогеология нефтяных

месторождений» (1948 г.). Гидрогеологические условия некоторых нефтегазоносных бассейнов в качестве примеров рассматривались в учебниках Г. А. Сухарева, А. А. Карцева, С. Б. Вагина, В. М. Матуевича и др. Между тем почти по всем нефтегазоносным бассейнам СССР проведены в том или ином объеме гидрогеологические исследования и имеются фактические данные по подземным водам многих месторождений нефти и газа. Эти данные уникальны по значению для решения многих теоретических и практических вопросов геологии нефти и газа. Все это побудило авторов подготовить справочник «Воды нефтяных и газовых месторождений СССР».

СОКРАЩЕНИЯ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В СПРАВОЧНИКЕ

- АВПД — аномально высокое пластовое давление
АНПД — аномально низкое пластовое давление
ВНК — водонефтяной контакт
ВРОВ — водорастворенное органическое вещество
ГВК — газоводяной контакт
ГНК — газонефтяной контакт
ОВ — органическое вещество
ПАВ — поверхностно-активные вещества
ПДК — предельно допустимая концентрация
ПТ — продуктивная толща
УВ — углеводороды
ГКН — гидрокарбонатно-натриевый
СН — сульфатно-натриевый
ХМ — хлоридно-магниевый
ХК — хлоридно-кальциевый
Г — геотермический градиент
ГФ — газовый фактор
И.с.у. — изотопный состав углерода
ТУ — тяжелые углеводороды
С_{орг} — органический углерод
С_{хб} — органический углерод в хлороформном битумоиде
G — геотермическая ступень
M — минерализации вод (сумма анионов и катионов)
N_{орг} — азот органический
O_{нод}, O_{перм} — иодатная и перманганатная окисляемость
p_в — гидростатическое давление
p_г — давление насыщения газа
p_{пл} — пластовое давление
γ — плотность воды
t — пластовая температура
- } типы вод по В. А. Сулину

ВВЕДЕНИЕ

В основе современной нефтегазовой гидрогеологии лежит представление о единстве нефти, газа и глубинных подземных вод как неизбежных продуктов глобального геологического процесса — литогенеза. В процессе литогенеза происходит постоянное взаимодействие, обмен веществом и энергией как между жидкой и твердой фазами, так и внутри флюидалной системы. Поэтому понять геохимическую историю флюидалной системы можно лишь при ее комплексном изучении: нельзя изучать отдельно или отрывочно подземные воды, нефть и природные газы. И. О. Брод справедливо отмечал, что если бы осадочные породы не содержали воду, то нефть и газ так бы и остались в рассеянном состоянии.

Изменение энергетических условий нефтегазоносных бассейнов как полузакрытых систем обусловлено особенностями литогенеза конкретных геологических структур и степенью их раскрытости. Такой подход к гидрогеологии нефти и газа позволяет конкретно решать многие теоретические и практические вопросы генезиса УВ, их первичной и вторичной миграции, условий формирования и разрушения залежей, методики регионального и локального прогнозирования нефтегазоносности.

Анализ гидрогеологических структур нефтегазоносных бассейнов, особенностей их развития и закономерностей газоносности подземной гидросферы дает однозначный ответ на важнейший вопрос современного естествознания — об органическом, осадочно-миграционном происхождении нефти и газа.

Один из трудных вопросов нефтегазовой геологии — вопрос о первичной миграции (эмиграции) УВ из глинистых толщ. Современные исследования в нефтегазовой гидрогеологии показывают исключительную роль подземных вод в выносе УВ из глинистых толщ и их гомогенизации в водоносных системах. Водные растворы выступают главными агентами массопереноса в литосфере. Анализ фактических данных по подземным водам показывает, что формирование нефтяных и газовых месторождений происходит на определенных этапах развития гидрогеологических структур нефтегазоносных бассейнов.

Генетическая связь органо-минеральных комплексов подземных вод с нефтегазоносностью, единство флюидалных систем нефтегазоносных бассейнов, связь формирования и сохранения залежей нефти и газа с гидрогеологической историей бассейнов — исходное положение нефтегазописковой гидрогеологии. Все это заставляет глубже изучать гидрогеологические условия нефтегазоносных бассейнов. Однако многие вопросы нефтегазовой гидрогеологии недостаточно изучены, возникают но-

вые проблемы В связи с установлением гидрохимической инверсии в нижних частях разреза нефтегазоносных бассейнов большой теоретический и практический интерес представляет изучение их нижних гидрогеологических этажей Здесь особо следует подчеркнуть исследования бассейнов с мощным осадочным чехлом (10 км и более), сформировавшихся в короткие отрезки геологического времени, с небольшой степенью литогенетического преобразования осадочных толщ К нижним этажам таких бассейнов, по-видимому, приурочены гигантские объемы растворенных УВ Представляют интерес для углубленного гидрогеологического исследования молодые мезозойско-кайнозойские нефтегазоносные бассейны, находящиеся на начальной стадии геологического развития

Изучение подземных вод нефтяных и газовых месторождений началось одновременно с изучением геологии этих месторождений Первоначально исследовали преимущественно их ионно-солевой состав Поэтому долгое время гидрогеологию нефтяных и газовых месторождений рассматривали в гидрохимическом аспекте Накопленный огромный гидрохимический материал был обобщен В А Сулиным Им было определено геохимическое место вод нефтяных месторождений в системе всех природных вод В работах В А Сулина гидрогеология нефтяных месторождений оформилась в качестве самостоятельной научной дисциплины В послевоенные годы больше внимания стали уделять изучению газов подземных вод (В П Савченко, В Н Корценштейн, Л М Зорькин и др), водорастворенное ОВ (М Е Альтовский, Е А Барс, В М Швед и др) Широко стали проводиться гидрогеологические и геотермические исследования Появилось новое высокоперспективное направление — нефтегазовая палеогидрогеология (М А Гатальский, А А Карцев, С Б Вагин, Я А Ходжакулиев и др) Нефтегазовая гидрогеология становится важнейшим разделом геологии нефти и газа, способствующим решению теоретических и практических задач

I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

I.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Первоначально под гидросферой понимали водную оболочку Земли, состоящую из океанов, морей, озер и рек, а также ледяных панцирей материков. Позже в состав гидросферы стали включать подземные гравитационные (свободные) воды коллекторских горизонтов. Нижнюю границу подземной гидросферы проводили по самым глубоким водоносным пластам.

В середине XX в., особенно после работ Ф. А. Макаренко, А. Пальдерварта, В. Ф. Дерпгольца, Е. С. Гавриленко и других исследователей, в подземную гидросферу стали включать связанные воды как осадочной, «гранитной» и «базальтовой» оболочек, так и верхней мантии, и границу подземной гидросферы проводили по подошве астеносферы. Наиболее погруженные участки, содержащие воду, получили название глубинной гидросферы, или гидролитосферы.

Таким образом, по современным данным гидросфера Земли делится на поверхностную (наружную), подземную (до глубин 5—20 км) и глубинную (глубины 40—100 км и более).

Глубинная гидросфера в верхней части может содержать некоторое количество свободной воды, а в основном состоит из связанной воды. Ниже, особенно в верхней мантии, содержатся связанные и диссоциированные молекулы воды. По А. А. Кадику, в верхней мантии полная диссоциация молекул воды на H^+ и OH^- наступает при $1200^\circ C$, а по А. М. Блоху, при этой температуре диссоциирует лишь 55% молекул воды.

По мнению В. Ф. Дерпгольца, водой следует считать не только соединение H_2O , но и другие соединения водорода с кислородом, такие как гидроксильный ион OH^- , гидрооксоний H_2O^+ , гидроперекисный радикал HO_2 , перекись водорода H_2O_2 , экситон H_2O^- .

Воды глубинной гидросферы могут мигрировать в верхние оболочки литосферы и в атмосферу только в моменты активации тектонических движений, образования глубинных разломов и проявления вулканизма.

Подземная гидросфера в современном представлении охватывает в основном осадочный чехол и метаморфические породы и включает: 1) гравитационные (свободные) воды в коллекторах, 2) заземленные свободные воды в микропорах и в полостях минералов, 3) воды, связанные с породой физически (сорбированные, капиллярные) и химически; 4) мерзлые воды и газогидраты в зонах низких температур.

Зашемленные и связанные воды в осадочных породах способны к перемещению под воздействием энергии уплотнения пород и повышения температуры. Формирование подземной гидросферы началось одновременно с образованием первичного океана и происходило в процессе накопления осадочных пород, захватывающих воду из бассейнов седиментации.

Ввиду того что первоначальное понятие о гидросфере сильно расширилось из-за включения в нее вод атмосферы, подземных свободных и связанных вод осадочной, метаморфической, «гранитной», «базальтовой» и диссоциированных вод верхнемантийной (включая астеносферу) оболочек, Е. С. Гавриленко в 1975 г. ввела обобщающий термин «гидрогеосфера», которая охватывает всю поверхностную, подземную и глубинную гидросферы.

1.1.1. ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНОЙ, ПОДЗЕМНОЙ И ГЛУБИННОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Общий объем вод поверхностной гидросферы около 1410 млн. км³, его основную долю составляют воды Мирового океана — 1370 млн. км³ ($1,42 \cdot 10^{24}$ см³, по А. Польдерварту, 1955 г.). При подсчете объема воды в океане учитывали его площадь (361,212 тыс. км²) и среднюю глубину (3795 м). Полученные цифры имеют приближенный характер и дают лишь общее представление об объеме воды.

По сравнению с количеством воды в Мировом океане на суше совсем немного воды (менее 3% объема поверхностной гидросферы). Во всех озерах и реках мира содержится 0,23 млн. км³ воды. Преобладающая часть пресной воды на Земле сосредоточена в материковых ледниках. Все ледники на Земле имеют объем льда 28 млн. км³, что в переводе на воду составляет чуть более 25 млн. км³. Из этого объема в Антарктиде содержится почти 90% льда (24,9 млн. км³ льда или 22,4 млн. км³ воды). Таким образом, льды сосредоточили 98% всех пресных вод Земли.

Поверхностные воды континентов, несмотря на относительно малый объем, играют важную роль во всех геологических процессах на Земле. Извечный круговорот поверхностных вод многократно увеличивает ресурсы поверхностной гидросферы на суше. С этих позиций воду атмосферы следует рассматривать как составную часть поверхностной гидросферы.

В атмосфере вода содержится в виде пара, водяных капель и снежинок. Среднее содержание водяного пара в атмосфере на широте 70° равно 0,2%, на широте 50° около 0,9%, а у экватора 2,6% (максимальная концентрация водяного пара во влажных тропиках достигает 4%). Практически почти вся атмосферная влага находится в тропосфере, высота которой на разных широтах составляет 12—18 км. Подсчитано, что в тропосфере содержится 12 300 км³ парообразной воды и некоторое количество жидкой и твердой.

С поверхности Земли ежегодно испаряется в среднем $519\,000\text{ км}^3$ воды, и столько же ее выпадает на территории суши и океанов.

Подземная гидросфера изучена недостаточно, о ее объеме можно говорить приближенно. В настоящее время во многих странах довольно точно подсчитан объем пресных и слабоминерализованных вод, представляющих интерес для практического использования. Но это только небольшая часть подземных вод.

Основная масса подземных вод в пластах-коллекторах представлена рассолами различной минерализации, а в зонах многолетнемерзлых пород — газогидратами и подземными льдами. Так как среди осадочных пород преобладают тонкодисперсные разности (83% по объему), состоящие из сланцев и глин с высокой пористостью, главная масса вод сконцентрирована в них. Но эти воды малоподвижные, основная их масса представлена физически и химически связанными водами.

Ориентировочные подсчеты объема подземных вод делались неоднократно. В. И. Вернадский (1935 г.) принял среднее содержание влаги в толще пород до глубины 20 км за 8,5% и получил объем воды 400 млн. км^3 .

А. Польдерварт учел весь объем литосферы до границы Мохоровичича, приняв мощность континентальной литосферы равной 35 км, а океанической — 4,7 км, и получил при среднем содержании воды 10,2% объем подземных вод 840 млн. км^3 .

В. Ф. Дерпгольц, приняв те же границы литосферы, подсчитал отдельно объем свободных и связанных вод. При подсчете объема свободных (гравитационных) вод он принял пористость осадочных и метаморфических пород (коллекторов и водоупоров) равной 12,8%, а кристаллических пород — 1,7%. При подсчете объема физически и химически связанных вод для всей литосферы в целом (осадочных, метаморфических и кристаллических пород) массовое содержание воды было принято равным 3,56%. В результате объем всей подземной гидросферы (до границы Мохоровичича) составил 1050 млн. км^3 , из них на долю осадочной толщи приходится 190 млн. км^3 воды, а кристаллических пород литосферы — 860 млн. км^3 . В целом же объем воды поверхностной (1410 млн. км^3), подземной и глубинной (1050 млн. км^3) гидросфер до границы Мохоровичича составляет 2460 млн. км^3 (или $25,3 \cdot 10^{23}$ г с учетом солености океанических и подземных вод). При этом на долю литосферы континентального типа приходится 960 млн. км^3 , а океанического типа — 1500 млн. км^3 воды.

Огромное количество воды сосредоточено в верхней мантии. Концентрация ее, по-видимому, незначительна, но объем верхней мантии колоссален. О концентрации воды можно судить только косвенным способом. А. П. Виноградов и другие ученые считают, что состав вещества мантии близок к составу каменных метеоритов, которые содержат (по массе) 0,5% воды. По данным Г. П. Вдовыкина, углистые хондриты первого типа содержат по массе 20%, второго типа 12—13% и третьего — около 1% воды. По данным Е. К. Мархинина, в магме при вулканических извержениях массовое содержание воды около 3%. Эти и дру-

гие данные позволяют составить представление о масштабах водоносности мантийного вещества. По мнению Ф. А. Макаренко, мантия относительно мало иссушена. Выделенные из мантии поверхностные и подземные воды составляют только около 0,0002% общего объема мантии. Уместно напомнить, что вода в мантии, вероятно, диссоциирована и представлена ионами OH^- и H^+ .

Формирование подземных вод в осадочных породах вначале происходит почти целиком вследствие изъятия вод из поверхностной гидросферы океанических и морских бассейнов: осадки содержат почти 70—80% иловой воды, захваченной в процессе осадконакопления. При уплотнении ила основная ее масса отжимается обратно в водоем. В дальнейшем оставшаяся вода при уплотнении глин отжимается в пласты-коллекторы.

Воды биосферы занимают особое положение. Биосферная оболочка пронизывает слои литосферы, всю поверхностную (немерзлую) гидросферу, захватывая и воды в атмосфере. Биосфера не может существовать без гидросферы. Биосфера образовалась на основе гидросферы и теснейшим образом генетически с ней связана. Углеродсодержащие вещества поступали на поверхность Земли одновременно с водой, газами и другими легколетучими компонентами и различными микроэлементами из мантийных зон Земли с первых моментов формирования земной коры.

По современным данным, жизнь на Земле зародилась более 3,5—4 млрд. лет назад, и впервые биосфера сформировалась в поверхностной гидросфере. Распространение живой углеродистой оболочки на континентах было возможным только благодаря непрерывному круговороту воды поверхностной гидросферы под влиянием энергии Солнца и внутренней энергии Земли. Круговорот углерода и жизни в целом является важнейшим условием накопления в осадочных породах OB — основы для формирования залежей угля, горючих сланцев, нефти и углеводородных газов.

Живые организмы могут содержать до 95% воды. Даже высшие теплокровные животные содержат 70—80% воды. Но это не простая свободная вода, она участвует в сложнейших процессах метаболизма, входит в состав клеток и тесно связана с молекулярным веществом организма. При отмирании организмов и накоплении в породах OB вода входит в их состав. При распаде OB и образовании UB органогенная вода выделяется в свободное состояние, участвуя в процессах подземного водообмена.

1.1.2. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

По степени подвижности и характеру связи воды с горными породами выделяют несколько ее видов: свободную (или гравитационную), физически связанную, капиллярную, химически связанную, в твердом состоянии и в состоянии пара.

Свободная (гравитационная) вода находится в капельно-жидком состоянии. Движение ее происходит под влиянием силы тяжести и напорного градиента, в меньшей степени — капиллярных сил.

Физически связанная вода — связанная на поверхности минералов, содержится главным образом в глинистых породах. Она удерживается в породе поверхностными силами, действующими на границе твердой и жидкой фаз и по своей природе являющимися электрическими. Физически связанная вода делится на прочно- и рыхлосвязанную. Прочно связанная вода (гидратный слой) толщиной $(6—10) \cdot 10^{-7}$ см образуется путем адсорбции поляризованных молекул воды на поверхности частиц породы и удерживается на контакте с частицей под давлением 1000 МПа, а на внешней границе 0,8—1 МПа. Прочносвязанная вода характеризуется низкой диэлектрической постоянной (до 2), пониженной температурой замерзания (до -80°C), повышенной кислотностью. К гидратному слою примыкает диффузионный слой — рыхлосвязанная (пленочная) вода — толщиной $(1—10) \cdot 10^{-6}$ см. Вязкость рыхлосвязанной воды выше вязкости свободной воды, температура замерзания $-1,5^\circ\text{C}$, плотность > 1 . Прочность ее связи на границе с гидратным слоем 0,8—1 МПа. По мере удаления от поверхности минеральной частицы свойства связанной воды постепенно изменяются, приближаясь к свойствам свободной воды. Внешняя граница связанной воды (диффузионного слоя) расплывчата. Рыхлосвязанная (пленочная) вода может передвигаться независимо от влияния силы тяжести от мест большей толщины пленки к местам, где пленка тоньше.

Капиллярная вода образуется после полного насыщения пород физически связанной водой. Выделяют капиллярно-стыковую, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую воду. Капиллярно-поднятая вода образуется над свободным уровнем подземных вод в виде капиллярной зоны. Капиллярные зоны имеются и на контакте залежей УВ с подземными водами.

Химически связанную воду В. И. Вернадский подразделил на конституционную, кристаллизационную и цеолитную. Конституционная вода входит в состав минералов (например, $\text{Al}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{SiO}_2$ — топаз) и выделяется из них при разрушении кристаллической решетки при высокой (несколько сот градусов) температуре. Кристаллизационная вода не образует с минералом химического соединения, а участвует в строении решетки минерала в виде нейтральной молекулы (например, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — гипс). Кристаллизационная вода удаляется из минерала при температуре более 100°C с перестройкой кристаллической решетки минералов и образованием безводных соединений (например, CaSO_4 — ангидрит). Цеолитная вода еще менее прочно связана с минералами и выделяется при низкой температуре. Общая формула цеолитов $(\text{Na}_2\text{Ca}) \text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$.

К химически связанной воде следует отнести также органогенную воду, которая выделяется из рассеянного ОВ пород при катагенезе, и биогенную, выделяющуюся на стадии диагенеза при первичном распаде отмерших организмов. К химически связанной воде следует отнести и

воду газовых гидратов. Газовые гидраты образуются при определенных температуре и давлении в результате внедрения молекул газов или легкокипящих жидкостей в полости кристаллической решетки, построенной молекулами H_2O . Газ взаимодействует с молекулой воды за счет Ван-дер-Ваальсовых сил, а молекулы воды благодаря водородным связям образуют ажурный каркас, менее плотный, чем у льда. Гидрат из свободного газа образуется в виде тонкой пленки на разделе газ — вода, а из растворенного газа — на разделе твердое тело — вода.

Вода в твердом состоянии в виде кристаллов, прослоев и линз различной мощности обычно встречается в зоне многолетнемерзлых пород.

Вода в состоянии пара широко распространена в зоне аэрации, в пределах водоносных горизонтов со свободным зеркалом, в залежах УВ, на больших глубинах в высокотемпературных зонах.

1.1.3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По условиям насыщения пород водой в земной коре выделяют зоны аэрации и насыщения. В зоне аэрации в самой верхней части литосферы часть пор и пустот в породах заполнена воздухом, часть — водой. Мощность зоны аэрации изменяется в широких пределах, будучи максимальной в горных районах. В зоне насыщения пустоты и поры пород почти сплошь заполнены водой.

По условиям залегания среди свободных (гравитационных) вод различают почвенные воды и верховодки, воды грунтовые, пластовые безнапорные, пластовые напорные, трещинно-поровые, трещинные, трещинно-каверновые и трещинно-жилые.

Верховодки в виде небольших линз залегают в зоне аэрации.

Грунтовые воды располагаются над первым от поверхности водоупором в относительно рыхлых пористых породах, имеют свободную водную поверхность, обычно меняющуюся по временам года. Грунтовые воды пополняются главным образом за счет атмосферных осадков.

Пластовые безнапорные воды встречаются в пористых горизонтах, ограниченных сверху и снизу водоупорами, при условии неполного заполнения водой коллектора.

Пластовые напорные воды заполняют пластовые пористые, главным образом песчаные и алевролитовые коллекторы, изолированные в кровле и подошве водоупорными толщами. В случае, если поровые коллекторы дополнительно разбиты сетью трещин, содержащиеся в них воды называют *трещинно-поровыми (или трещинно-порово-пластовыми)*.

Трещинные воды располагаются в трещинах плотных пород, таких как плотные песчаники, кварциты, известняки и доломиты, мергели, метаморфические породы и граниты, глинистые сланцы и аргиллиты. Вода заполняет в них трещины тектонического происхождения разного размера и трещины выветривания. В тех случаях, когда в трещиноватых породах имеются каверны, развитые обычно в известковистых породах, содержащиеся в таких смешанных коллекторах воды называют трещин-

но-каверновыми или трещинно-карстовыми при большом размере каверн.

Иногда встречаются *трещинно-жильные воды*, заполняющие крупные зияющие трещины и карстовые каналы, часто приуроченные к системам тектонических сбросов и других нарушений.

Водоносные породы объединяются в водоносные горизонты, водоносные комплексы и гидрогеологические этажи.

Водоносный горизонт представляет собой выдержанную по площади и разрезу насыщенную гравитационной водой толщу горных пород с близкими гидродинамическими и гидрохимическими условиями, ограниченную в подошве и кровле водоупорными породами.

Водоносный комплекс включает обычно несколько водоносных горизонтов, гидродинамически связанных друг с другом (на участках ослабленных водоупоров) и имеющих близкие химический состав и минерализацию. Различные водоносные комплексы разделены между собой достаточно мощными и протяженными водоупорными горизонтами (толщами). Однако на отдельных участках водоупоры между водоносными комплексами могут литологически изменяться и образуются гидродинамические «окна перетока» или «окна разгрузки» подземных вод вплоть до земной поверхности.

В большинстве гидрогеологических бассейнов выделяют *гидрогеологические этажи*, которые объединяют несколько водоносных комплексов. Гидрогеологические этажи, как правило, разделены между собой мощными регионально выдержанными водоупорами, обычно сложенными эвапоритовыми породами или толщами пластичных глинистых образований. Гидрохимические и другие характеристики гидрогеологических этажей существенно различаются.

В гидрогеологии принято выделять в разрезе водоносные и водоупорные породы. Однако очень часто встречаются породы, по литологическому составу относимые к водоупорам, но не обладающие целиком водоупорными свойствами. Такие породы называют слабыми водоупорами, ненадежными водоупорами, нарушенными водоупорами, полуводоупорами или полупокрышками. В водоупорных горизонтах среди глин и даже в каменной соли могут встречаться линзы песчаных и других отложений, заполненные свободными водами.

В пределах единого водоносного горизонта иногда размещаются локальные глинистые или другие водоупоры. Они не оказывают скольконибудь существенного влияния на химический состав и гидродинамику вод, но в то же время могут сыграть важную роль в распределении нефтяных и газовых залежей в пределах антиклинальных структур.

Гидрогеологические горизонты, комплексы и этажи, содержащие залежи нефти, газа или газоконденсата, часто называются водонефтегазоносными горизонтами, комплексами и этажами.

В нефтегазопромысловой гидрогеологии по отношению к залежи УВ выделяют нижние краевые, краевые (контурные), подошвенные, промежуточные, верхние краевые, верхние и нижние воды (рис. 1).

В самих залежах УВ также содержатся подземные воды. Это остаточные, конденсационные воды.

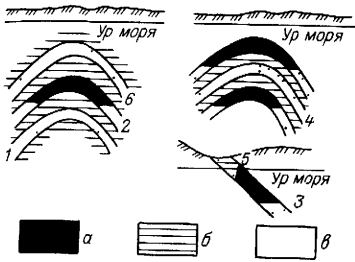
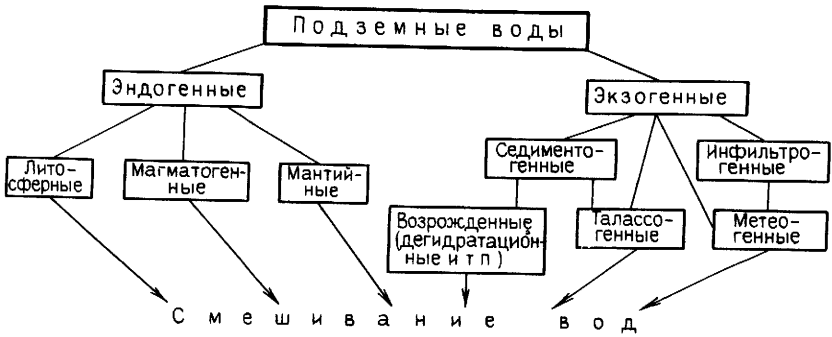


Рис 1 Схема залегания вод в нефтяном месторождении (по М А Жданову)
 а — нефть б — глины в — воды 1 — нижние 2 — нижние краевые 3 — подошвенные 4 — промежуточные 5 — верхние краевые 6 — верхние

Рис 2 Генетическая классификация подземных вод (по А А Карцеву)



Остаточные воды находятся в порах и трещинах пласта, заполненного нефтью, конденсатом или газом. Иногда в состав остаточной воды включают также связанную (сорбированную) воду и свободную воду, удерживаемую в тонких капиллярах.

Паровая фаза воды наблюдается в газе газовых залежей. Переходя при изменении температуры и давления из газовой фазы в жидкую, она формирует конденсационные воды, накапливающиеся в виде узкой оторочки. Вода, растворенная в нефти, выделяясь при изменении физико-химических условий в свободную фазу, формирует так называемые солюционные воды.

Попутной водой называют воду любого происхождения, добываемую скважиной из продуктивного пласта с нефтью или газом.

В гидрогеологической практике часто используют названия законтурные воды (водоносная часть горизонта за контуром продуктивности) и внутриконтурные воды (то же, что и подошвенные).

1.1.4 ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вопросы формирования подземных вод — их происхождение, запасы, состав растворенных в них ионов, солей, газов и ОВ — особенно важны для развития теории и практики нефтегазовой гидрогеологии ввиду специфического воздействия подземных вод на геохимическую историю УВ.

Подземные воды по условиям образования разделяются на эндогенные и экзогенные (рис. 2).

Эндогенные воды образуются в результате возникновения молекул воды в горных породах и магматических очагах при химических реакциях и подразделяются на литогенные — образовавшиеся в процессе литогенеза осадочных пород на стадии катагенеза и гипогенные — воды из магмы и мантии.

Экзогенные воды попадают в осадочные породы либо в процессе седиментации, либо извне, когда водоносные породы уже сформировались. Поэтому экзогенные воды подразделяются на две большие группы: седиментогенные и инфильтрационные. Седиментогенные воды, сформировавшиеся в процессе осадконакопления в морских бассейнах, получили название талассогенных. Инфильтрационные воды разделяются на три группы: инфильтрационные тропосферные (метеогенные), образующиеся непосредственно за счет атмосферных осадков, инфильтрационные из водоемов и инфильтрационные техногенные.

Особое место занимают возрожденные воды, выделяющиеся при дегидратации минералов. Их можно отнести как к эндогенным, так и к экзогенным водам — в подавляющей части они выделяются из минералов осадочного происхождения.

В водонапорных системах нефтегазоносных бассейнов содержатся экзогенные и эндогенные воды. Седиментогенные воды преобладают во внутренних частях бассейнов, инфильтрационные — в окраинных районах. Из эндогенных вод для нефтегазовой гидрогеологии важно изучение литогенных вод. Гипогенные (глубинные, магматогенные) воды, по-видимому, играют важную роль в формировании гидросферы Земли, но их современное воздействие на пластовые воды мало заметно.

Формирование солевого и газового состава подземных вод происходит в процессе взаимодействия вод с окружающей средой — атмосферой, породами в результате химических реакций между минералами пород и водорастворенными веществами. Поэтому геохимический облик подземных вод первоначально обусловлен их генезисом.

В водонапорных системах нефтегазоносных бассейнов седиментогенные воды первоначально соответствовали водам бассейна осадконакопления. Соленость вод бассейна осадконакопления могла быть разной. Воды могли соответствовать по составу и минерализации водам Мирового океана (около 35 г/л) или быть опресненными, особенно в акваториях, занятых авандельтами крупных рек. В этих случаях осадки содержали опресненные седиментационные воды. Слабосоленые воды содержатся в осадках некоторых внутриконтинентальных бассейнов при питании их многоводными реками. Морские эпиконтинентальные бассейны другого типа имели особенно высокую соленость вод, приближающуюся к уровню садки галитовой соли. Минерализация вод могла в них достигать до 100—300 г/л. При еще большей концентрации солей (более 320 г/л) начиналась садка каменной соли. В этом случае происходило захоронение высокоминерализованных вод.

Таким образом, воды бассейна осадконакопления определяют перво-

59816

начальные химический состав и соленость седиментационных вод. Однако уже вскоре после перекрытия свежего осадка новыми отложениями химический состав вод постепенно может меняться под воздействием ряда факторов. Среди них можно назвать жизнедеятельность бактерий в новой анаэробной среде, процессы эффузии и диффузии вещества, повышение температуры и преобразование ОВ, ионный обмен между водой и породой, выщелачивание солей и др.

Тропосферные (метеогенные) воды первоначально пресные, фильтруясь по породам, выщелачивают из пород соли и обогащаются ими. При наличии в разрезе соленосных пород эти воды также становятся высокоминерализованными. В целом высокоминерализованные воды (200 г/л и более) развиты в бассейнах, где имеются соленосные комплексы.

Важная роль принадлежит литогенным водам, первоначально пресным и ультрапресным. Поступая в коллекторские пласты, они опресняют минерализованные воды другого генезиса, вызывая гидрохимическую инверсию в подземной гидросфере.

Подземные воды характеризуются сложными условиями формирования газового состава. Спектр газов в подземных водах исключительно широк: углеводородные газы, диоксид углерода, сероводород, азот, кислород, аргон, гелий и другие газы. Условия их образования очень разнообразны: химические реакции, воздействие на горную породу высоких температуры и давления, радиоактивный распад, биохимическое превращение вещества и т. д. Большинство углеводородных газов подземных вод образовалось в результате деструкции захороненного ОВ пород. В процессе деструкции ОВ генерируются и углеводородные газы (диоксид углерода, сероводород, азот, водород), которые могут образоваться и при минеральных превращениях в процессе лито- и метагенеза, а также в результате различных процессов дегазации верхней мантии Земли. Благородные газы, по-видимому, генетически более однородны, будучи продуктом распада радиоактивных элементов в земной коре и верхней мантии.

В подземных водах пластовых водонапорных систем существуют три источника газов: газы, захваченные из воздуха; газы, генерируемые в осадочных породах (в результате деструкции ОВ пород, процессов литогенеза, радиоактивного распада и т. д.); газы, поступающие в осадочную оболочку из нижних этажей земной коры и мантии. Полигенность и подвижность газов в осадочных породах обуславливают образование различных газовых ассоциаций, генетичная природа которых на молекулярном уровне исследований в ряде случаев не поддается расшифровке. Более уверенно генетическую природу отдельных газовых компонентов можно выявлять с использованием данных по изотопному составу.

Первичное обогащение подземных вод газами протекает при контакте с атмосферой. Объемы захваченных воздушных газов (азота, кислорода, аргона, углекислого газа, гелия) определяются температурой и минерализацией седиментогенных и инфильтрагенных вод.

Кислород в пластовые воды попадает преимущественно из воздуха (до $10,3 \text{ см}^3/\text{л}$), но вследствие химической активности довольно быстро связывается. Поэтому в пластовых водах нефтегазоносных бассейнов он обычно отсутствует, встречаясь лишь в зонах активного водообмена.

Гелий из воздуха в подземные воды попадает в ничтожном количестве — максимально $47 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{л}$ (температура 0°C , воды инфильтрации), в талассогенных водах его содержание $43 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{л}$. Фактически же в подземных водах нефтегазоносных бассейнов гелия значительно больше. Так, в водах юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна содержание гелия изменяется от 0,22 до $0,69 \text{ см}^3/\text{л}$, в водах верейско-верхнебашкирских отложений Куйбышевского Поволжья — от 1 до $1,8 \text{ см}^3/\text{л}$. Более высокая концентрация связана с поступлением радиогенного гелия. Концентрация гелия в подземных водах составляет $0,33\text{—}0,43 \text{ см}^3/\text{л}$ (без учета вод лагун). Фактически вод в осадочных породах, возраста пород (увеличение времени накопления гелия) и поступлением гелия из фундамента.

Предельная концентрация атмосферного аргона в пластовых водах составляет $0,33\text{—}0,43 \text{ см}^3/\text{л}$ (без учета вод лагун). Фактически концентрация аргона в водах нефтегазоносных бассейнов изменяется в более широких пределах. Наблюдается та же закономерность изменения концентрации с глубиной и возрастом отложений, что и для гелия. Повышенная концентрация связана с поступлением в пластовые воды радиогенного аргона в результате радиоактивного распада изотопа ^{40}K . Вместе с тем наблюдается пониженное содержание аргона (менее $0,3 \text{ см}^3/\text{л}$), обусловленное влиянием нефтяных залежей: аргон в результате высокой растворимости в нефти начинает поступать из вод в залежи.

Азот из воздуха захватывается подземными водами в количестве от 3 до $18,3 \text{ см}^3/\text{л}$. Фактически его содержание в водах нефтегазоносных бассейнов значительно выше — от 10 до $400 \text{ см}^3/\text{л}$, реже до $1200 \text{ см}^3/\text{л}$. Один из источников азота — ОВ пород, в котором при высоком содержании протеина количество азота может достигать 10%. Другим источником является азот, выделившийся в процессе метаморфизма осадочных пород. Содержание азота в осадочных породах ($170\text{—}1200 \text{ г/т}$) почти на порядок выше, чем в изверженных ($5\text{—}50 \text{ г/т}$) и метаморфических ($18\text{—}390 \text{ г/т}$).

Максимальное количество диоксида углерода, которое может быть поглощено водой из воздуха, составляет $0,814 \text{ см}^3/\text{л}$. Пресными инфильтрационными водами при 10°C и морской водой нормальной солености при 5°C захватывается примерно $0,36\text{—}0,37 \text{ см}^3/\text{л}$ углекислоты, которая в таком количестве быстро вступает в реакции и удаляется из пластовых вод. Распространенный источник углекислого газа в водах — ОВ, обязательным продуктом абиогенного и биогенного превращения которого является углекислота. Однако большая часть органогенной углекислоты, по-видимому, вступает в реакции с образованием карбонатов и бикарбонатов. Большое количество диоксида

углерода поступает в пластовые воды в результате динамо- и термометаморфизма карбонатных и магматических пород; важную роль играет уголекислота, поступающая из магмы (вулканогенная, магматическая). Уголекислые воды достаточно широко распространены. Так, в районе Кавказских Минеральных Вод растворенные газы вод мезозойских отложений почти на 100% состоят из диоксида углерода при газонасыщенности 1600—2300 см³/л. Высокогазонасыщенные уголекислые воды (до 18 800 см³/л) вскрыты в подошве осадочного чехла Шаимской площади в Западной Сибири.

Сероводород преимущественно вулканического происхождения широко распространен в природе, в частности во многих районах развития минеральных вод, в которых он наряду с уголекислотой является основным компонентом. В нефтегазоносных бассейнах в зоне гипергенеза сероводород образуется при взаимодействии сульфатов с ОВ при участии сульфатвосстанавливающих бактерий. В погруженных частях бассейнов, где температура поднимается выше 70° С, генерация сероводорода происходит путем химического восстановления сульфатов. Этот высокотемпературный сероводород встречается в повышенных концентрациях, особенно под регионально выдержанными соленосными покрывками.

Водород в земной коре образуется несколькими путями: при разложении воды под действием радиоактивных элементов, реакции воды с оксидами металлов, разложении воды при высокой температуре на контакте с горными породами, при биохимических процессах. По мнению С. И. Мацуо, наиболее благоприятные условия для образования водорода имеются в магматических расплавах при температуре 1200° С. Несмотря на множество процессов генерации водорода, в пластовых водах он встречается редко и обычно в небольшом количестве, что обусловлено высокой химической активностью молекулярного водорода.

Углеводородные газы — наиболее распространенный компонент в пластовых водах нефтегазоносных бассейнов. Их основным источником в осадочных толщах является рассеянное и концентрированное ОВ. Интенсивность генерации углеводородных газов и их компонентный состав зависят от стадий литогенеза. На стадии диагенеза, до глубин 1000—1200 м, идет интенсивная генерация биохимического метана, характеризующегося легким изотопным составом ($\delta^{13}\text{C}$ от $-5,5$ до -9%). На стадии позднего протокатагенеза и мезокатагенеза интенсивность генерации углеводородных газов снижается, наряду с метаном генерируются и его гомологи с $\delta^{13}\text{C}$ от -3 до $-5,5\%$ (зона генерации жирных газов). Еще глубже, на стадии апокатагенеза, вновь возрастает интенсивность генерации метана, однако и. с. у. этого метана еще более тяжелый.

В соответствии с общей зональностью нефтегазообразования наблюдается зональность газонасыщенности подземных вод углеводородными газами. В верхней зоне газообразования подземные воды насыщены метаном, давление насыщения зачастую предельное. В зоне генерации жирных газов в их составе появляются гомологи метана, подземные

воды, как правило, недонасыщены газами. В нижней газовой зоне вновь преобладает метан, газонасыщенность вод предельная или близкая к ней.

1.2. ОСНОВЫ ГИДРОГЕОХИМИИ

Все подземные воды содержат в разном количестве растворенные соли, ионы, радиоактивные элементы, микроэлементы, коллоиды различных веществ, растворенные газы, ОВ, живые бактерии. Для нефтегазовой гидрогеологии особенно важное значение приобретает изучение распространения в водах растворенных газов и ОВ.

1.2.1. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРА МОЛЕКУЛ ВОДЫ

По изотопному составу водорода и кислорода подземная гидросфера в разных ее зонах может значительно различаться.

Для гидрогеологии глубокозалегающих горизонтов наибольший интерес представляет изучение дейтерия (D) и изотопа кислорода ^{18}O . Водород, образующий молекулу воды, имеет три изотопа: протий (H), дейтерий (^2H , или D) и тритий (^3H , или T). Кислород воды имеет изотопы ^{16}O , ^{18}O (остальные три изотопа кислорода — ^{14}O , ^{15}O и ^{19}O — короткоживущие и поэтому не имеют практического значения). Таким образом, в природных условиях существует 18 разновидностей молекул воды, обладающей разными физическими свойствами. В основном (99,73%) масса воды имеет изотопный состав $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$.

В результате изотопного разделения водорода дейтерий накапливается главным образом в водах Мирового океана и в замкнутых морях, содержание его в снеговых и ледниковых водах минимально. Промежуточное положение по количеству дейтерия занимают подземные воды. Зная исходное содержание дейтерия в седиментогенных водах, можно по относительному его уменьшению судить о степени проницаемости водоносных горизонтов инфильтрационными водами.

Изучение распределения в водах изотопа ^{18}O играет вспомогательную роль и проводится совместно с изучением дейтерия. Одновременное увеличение концентрации D и ^{18}O считается признаком седиментационного морского происхождения пластовых вод и сохранности их от активного разбавления инфильтрационными водами.

Важную гидрогеохимическую информацию можно получить, изучая изотопный состав растворенных в подземных водах солей, ОВ и газов. Это относится к сере сульфатов, углероду растворенного ОВ и газов, к гелию. Р. Г. Панкиной было показано, как с помощью изучения изотопов серы определяют гидрогеологический режим морей прошлых геологических эпох, генезис сульфатов и т. д. По изотопному составу углерода углеводородных газов можно оценивать генезис подземных вод и глубину их циркуляции.

Молекулы воды представляют собой комбинацию ядер двух атомов водорода и одного атома кислорода, расположенных по углам равнобедренного треугольника. Благодаря наличию водородных связей в расположении молекул жидкой воды высока степень упорядоченности, что сближает ее с твердым телом («жидкий кристалл»)

1.2.2 СОЛЕВОЙ И ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Среди *ионов и солей* в подземных водах установлено более половины известных химических элементов. Однако широким распространением среди них пользуются немногие. Основные ионы — следующие: шесть: хлор-ион, сульфат-ион, гидрокарбонат-ион, ионы натрия, кальция, магния. В меньших количествах содержатся карбонат-ион, ионы калия, железа и некоторые другие. В относительно небольшом и ничтожном количествах содержатся ионы брома, иода, стронция, лития и других микроэлементов.

Очень небольшая часть воды (около одной десятиллионной доли) диссоциирована на ионы H^+ и OH^- . Концентрация ионов водорода в воде характеризуется водородным показателем pH. В нейтральной воде концентрация ионов H^+ и OH^- одинакова и $pH=7$. Кислые воды имеют $pH < 7$, а щелочные — $pH > 7$. Чаще всего подземные воды характеризуются величинами pH от 5 до 8.

Вода, самое распространенное и, казалось бы, самое простое химическое соединение, обладает многими аномальными свойствами и на молекулярном уровне еще недостаточно изучена. В зависимости от температуры и давления свойства воды как растворителя, так и транспорта других веществ, и особенно партнера в химических реакциях, сильно меняются.

Все подземные воды в том или ином количестве содержат *растворенные газы*. Особенно большое количество растворенных, преимущественно углеводородных, газов находится в пластовых водах нефтегазоносных бассейнов.

Основной компонент подземных вод нефтегазоносных бассейнов — метан. Гомологи метана — этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 и бутаны C_4H_{10} — встречаются в меньшем количестве. Содержание метана варьирует в широких пределах — от нескольких кубических сантиметров в литре до $5000 \text{ см}^3/\text{л}$. В последнее время установлена высокая насыщенность углеводородными газами вод зон АВПД — 20—40 тыс $\text{см}^3/\text{л}$.

Азот — обязательный компонент вод нефтегазоносных бассейнов, в окраинных частях которых образуются провинции азотных газов. Реже азотные воды характерны для внутренних частей бассейнов — например, отложения ротлигендеса Северо-Западной Европы и пермские породы Чу-Сарысуйского бассейна. Содержание азота в водах большинства бассейнов колеблется от 10 до $400 \text{ см}^3/\text{л}$, возрастая от молодых отложений к древним. Максимальная его концентрация ($1000\text{—}1200 \text{ см}^3/\text{л}$) отмечена в отложениях ротлигендеса.

Диоксид углерода присутствует практически повсеместно

Обычно отмечаемая низкая его концентрация обусловлена несовершенством техники отбора. Углекислый газ постоянно образуется при окислении ОВ и УВ. В большом количестве он образуется в результате динамо- и термометаморфизма карбонатных и магматических пород. В таких районах концентрация углекислоты в подземных водах достигает 18—20 тыс. см³/л.

Сероводород в пластовых водах распространен неравномерно. Как и для углекислого газа, для отбора сероводорода нужны специальные пробоотборники и приемы отбора. Исследования А. И. Чистовского показали, что максимальное содержание сероводорода в подземных водах Среднего Поволжья составляет для пермских отложений 900—1300 см³/л, для каменноугольных 2000—3000 см³/л. В водах девонских и додевонских пород сероводород не обнаружен. В водах подсолевых отложений Прикаспийской впадины, по данным А. С. Зингера, О. И. Серебрякова, В. Г. Грушевого, содержание сероводорода достигает 17 500 см³/л.

Гелий, аргон и другие инертные газы (неон, криптон, ксенон) содержатся в пластовых водах в небольшом количестве или в виде следов. Они изучаются для генетических целей, а гелий, кроме того, является ценным промышленным сырьем.

Кислород в пластовых водах нефтегазоносных областей обнаруживается исключительно редко и в основном связан с зоной свободного водообмена. Он приносится с инфильтрационными водами из внешних очагов водного питания. Изредка кислород образуется непосредственно в глубоких зонах водоносных пластов при радиолize воды, однако он не может накапливаться в существующих там геохимических условиях.

Распространение водорода в подземных водах недостаточно изучено. Обычно он встречается в небольшом количестве (<1 см³/л). Специальное изучение водорода в водах Волго-Уральского мегабассейна В. И. Вещезеровым, М. И. Зайдельсоном и Е. В. Стадником показало, что его содержание зависит от длительности стояния скважин. При изучении газов вод кембрийских отложений Якутии Л. М. Зорькиным и Вал. С. Лебедевым было установлено, что с приближением к глубинным разломам содержание водорода резко возрастает.

Главными источниками, определяющими геохимический фон по *водорастворенному органическому веществу*, являются рассеянное ОВ осадочных пород и ОВ седиментогенных вод, унаследованных от древних бассейнов осадконакопления. Критерием общего количества ВРОВ служит общее содержание органического углерода. Фоновая его концентрация различна для разных геологических районов и комплексов отложений. Так, например, содержание С_{орг} в водах Урало-Поволжья колеблется в пределах 50—150 мг/л, причем концентрация выше 100 мг/л характерна для вод отложений верхнего девона и нижнего карбона. На Южном Мангышлаке отмечается следующее среднее содержание С_{орг}, мг/л: в водах нижнемеловых отложений 35—60, верхней юры 230—275, средней юры от 25—50 до 130—225. В нефтеносных

районах на геохимический фон по ВРОВ накладывается ореольное диффузионное рассеяние ОВ из залежей УВ.

Органическое вещество подземных вод состоит из летучих и нелетучих компонентов. В летучих с водяным паром преобладают вещества, летучие в кислой среде, которые вместе с нелетучими составляют от 50 до 90% ВРОВ. По соотношению летучих и нелетучих компонентов ВРОВ делят на четыре класса: I — летучих более 70% (от их суммы с нелетучими), II — 70—50%, III — 50—30%, IV — 30%. В рамках классов выделяют три группы: первая и вторая по преобладанию соответственно кислых или основных (плюс нейтральных) веществ, третья — промежуточная.

Количество летучих веществ в ВРОВ не зависит от возраста отложений и характеризует только степень гидрогеологической закрытости. По составу летучих веществ ВРОВ мезозойских бассейнов отличается от палеозойских принадлежностью к первой группе, т. е. относительной обогащенностью кислыми летучими веществами, тогда как ВРОВ палеозойских бассейнов относится ко второй или третьей группе, т. е. обогащено основными и нейтральными компонентами вне зависимости от минерализации и типа вод.

В состав нелетучих ВРОВ входят битумоидные и небитумоидные (гуминовые) компоненты.

Среднестатистическая величина содержания битумоидных веществ, экстрагируемых хлороформом, резко колеблется в водах молодых и древних отложений. Особенно бедны ими воды палеозойских пород Тимано-Печорского бассейна ($C_{ХБ}$ 0,5 мг/л), в водах девонских отложений Волго-Уральского мегабассейна концентрация $C_{ХБ}$ повышается до 1,2 мг/л, воды каменноугольных пород содержат вдвое больше $C_{ХБ}$, т. е. количество битумоидов в них близко к их содержанию в водах юрских образований молодых платформ. Однако и в водах мезозойских отложений молодых платформ содержание битумоидов различно: в водах терригенной юры Западной Сибири и карбонатной юры Восточной Туркмении 2,5—5 мг/л, средней юры Туркмении и Южного Мангышлака около 1 мг/л. Воды кайнозойских отложений резко обогащены битумоидами (до 6,5—14 мг/л) по сравнению с водами более древних толщ, причем содержание $C_{ХБ}$ уменьшается снизу вверх по разрезу. Водные битумоиды детально изучали А. Э. Конторович и В. П. Данилова, которые извлекали их из больших объемов вод не только хлороформом, но и изобутиловым спиртом. В водах Западной Сибири ими были установлены концентрации таких «аквабитумоидов» в несколько десятков миллиграммов на литр, в том числе до 40% УВ, из них до 27% насыщенных.

Среднее содержание органического азота в водах палеозойских и мезозойских отложений 0,04—0,20 мг/л. Наименьшие величины (менее 0,1 мг/л) характеризуют воды юры и мела Западной Сибири и мела Южного Мангышлака. Более богаты азотистыми соединениями воды палеозойских отложений Тимано-Печорского бассейна и мезозойских Восточной Туркмении. В 3—5 раз выше содержание

органического азота в водах кайнозойских пород Азово-Кубанского бассейна и Апшеронской нефтегазоносной области Азербайджана. Таким образом, содержание в водах азотистых компонентов не зависит от возраста отложений и определяется, по-видимому, составом исходного ОВ.

Важными характеристиками состава водных битумоидов являются величины иодатной окисляемости и отношения $O_{\text{иод}}/C_{\text{ХБ}}$, служащие косвенными показателями количества в их составе трудно окисляющихся веществ и степени их восстановленности (окисленности). Они максимальны для ВРОВ карбонатных келловей-оксфордских отложений Восточной Туркмении и кайнозойских образований Азово-Кубанского прогиба и повышены для ВРОВ пород, богатых битуминозным ОВ (альб Туркмении, юра Западной Сибири). Наименьшие величины $O_{\text{иод}}$ отмечаются для ВРОВ отложений палеозоя Тимано-Печорского бассейна и карбона Урало-Поволжья.

Общее содержание летучих фенолов максимально для вод карбонатных отложений верхней юры. Их мало в водах палеозойских пород Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов (десятые доли миллиграммов на литр) и значительно больше в водах юрских отложений Западно-Сибирского и Каракумского бассейнов (до 7 мг/л). Концентрация нелетучих фенолов обычно ниже, чем летучих, но распределение тех и других примерно одинаковое. Их количество соотносится со степенью окисленности водных битумоидов и содержанием в породах рассеянных битумоидов. Наиболее высоко содержание нелетучих фенолов в водах кумской и майкопской свит Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна.

В распределении нафтеновых кислот в подземных водах отложений палеозоя и мезозоя четких закономерностей нет. Общее их содержание не превышает 6—7 мг/л, чаще составляя 2—5 мг/л. Значительно выше среднее содержание нафтеновых кислот в водах кайнозойских отложений (20—60 мг/л в водах Азово-Кубанского бассейна и до 80 мг/л в водах Сахалина), однако в водах продуктивной толщи Апшеронского полуострова оно снижается до 5 мг/л. Нафтеновые кислоты имеют разные происхождение и состав, и их концентрация обусловлена влиянием многих факторов: минерализацией и типом вод, составом нефтей и др.

Низшие жирные кислоты в подземных водах распространены повсеместно. Они летучи с водяным паром и иногда составляют до 100% фракции летучих веществ (по углероду). Высокая относительная концентрация их (выше 80% фракции летучих веществ) особенно часто встречается в водах палеозойских отложений, тогда как в водах мезозоя их медианные величины не превышают 30—50%. Абсолютная концентрация этих кислот колеблется в широких пределах, обычно составляя десятки и сотни миллиграммов на литр и даже больше. В их составе преобладает уксусная кислота, встречаются также масляная, пропионовая и другие (в небольшой концентрации).

Из УВ, входящих в состав ВРОВ, наиболее изучены моноарома-

тические УВ — бензол и толуол, в меньшей мере их гомологи. Абсолютная концентрация бензола и толуола не превышает десятые доли, редко первые единицы миллиграммов на литр. Однако иногда, особенно в водах, контактирующих с залежами ароматических нефтей и конденсатов, содержание аренов повышается до 20 мг/л (Восточное Предкавказье). Других гомологов бензола в водах содержится сотые и тысячные доли миллиграммов на литр. Насыщенные УВ изучены слабо. Лишь в Куйбышевском Поволжье определена сумма жидких УВ, а также отдельно насыщенные УВ от C_6 до C_{10} и моноароматические УВ. Суммарное их содержание составляет от 0,05 до 4 мг/л.

Гетерогенные компоненты ВРОВ также изучены мало. По данным А. С. Зингера, содержание спиртов в водах газовых залежей и непродуктивных структур не превышает 0,8 мг/л, карбонильных соединений — десятых долей миллиграммов на литр, в водах же нефтяных и газонефтяных месторождений их количество повышается соответственно до 8,4 и 3—7 мг/л. Фоновые концентрации сложных эфиров выражаются единицами миллиграммов на литр, в водах продуктивных структур их содержание достигает 15—20 мг/л. Содержание углеводов и сероорганических соединений, по А. С. Зингеру, составляет от десятых долей до первых единиц миллиграммов на литр.

1.2.3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО СОЛЕВОМУ И ГАЗОВОМУ СОСТАВУ

Минерализация воды представляет собой суммарное содержание в ней растворенных и коллоидных веществ. Обычно ее рассчитывают по содержанию макроэлементов в ионно-массовой или ионно-эквивалентной формах. Ионно-массовую форму в ионно-эквивалентную пересчитывают делением массы иона на его эквивалент или умножением на величину, обратную эквиваленту:

Ионы	Эквивалент	Множитель
Cl^-	35,476 (35,5)	0,0282
SO_4^{2-}	48,03 (48)	0,0208
HCO_3^-	61,00	0,0164
CO_3^{2-}	30,00	0,0333
Na^+	22,997 (23)	0,0435
Ca^{2+}	20,035 (20)	0,0499
Mg^{2+}	12,16 (12)	0,0822

По степени минерализации (г/л) принято различать воды пресные (до 1), солоноватые (1—10), соленые (10—50), рассолы (50). М. С. Гуревич и Н. И. Толстухин выделяют рассолы (г/л): слабые (50—100), крепкие (100—270), очень крепкие (270—350) и сверхкрепкие (> 350).

Для различия вод по химическому составу чаще всего пользуются классификацией О. А. Алекина (рис. 3). Воды разделяют по преобладающим анионам на три класса: гидрокарбонатный ($rHCO_3^- + rCO_3^{2-}$), сульфатный (rSO_4^{2-}) и хлоридный (rCl^-). В каждом классе по преобла-

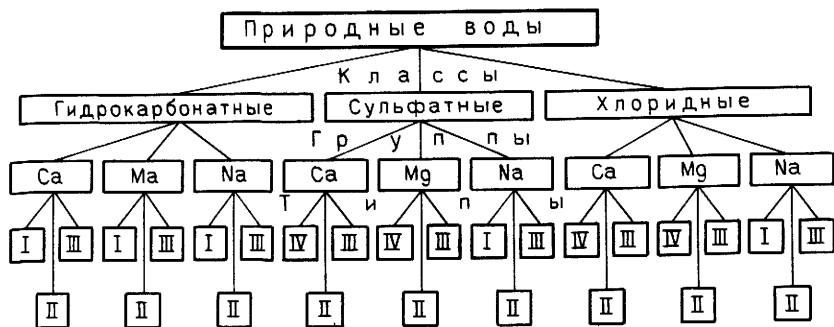


Рис 3 Схема классификации природных вод (по О. А. Алекину)

дающему катиону выделяют три группы: воды кальциевые, магниевые и натриевые. Типы вод подразделяют по соотношению между ионами (в миллиграмм-эквивалентах) на четыре типа:

воды первого типа характеризуются соотношением $r\text{HCO}_3^- > > (r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+})$, они обычно связаны с изверженными породами;

воды второго типа определяются соотношением $r\text{HCO}_3^- < (r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}) < (r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-})$ и связаны с осадочными породами и продуктами их выветривания (поверхностные и грунтовые воды);

для вод третьего типа характерно соотношение $r\text{Cl}^- > r\text{Na}^-$ или $(r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-}) < (r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+})$, к этому типу относятся воды морей и сильно минерализованные подземные воды;

в водах четвертого типа отсутствует $r\text{HCO}_3^-$, т. е. эти воды кислые и поэтому находятся только в сульфатном и хлоридном классах.

В нефтяной гидрогеологии широко пользуются генетической классификацией В. А. Сулина, позволяющей различать воды не только по их химическому составу, но и по условиям генезиса. По классификации В. А. Сулина все воды по соотношению между миллиграмм-эквивален-

Таблица 1

Классификация вод по В. А. Сулину

Тип вод	Диагностические коэффициенты	Характерная обстановка формирования вод
Сульфатно-натриевый	$\frac{r\text{Na}^+}{r\text{Cl}^-} > 1, \frac{r\text{Na}^+ - r\text{Cl}^-}{r\text{SO}_4^{2-}} < 1$	Воды земной поверхности и зоны свободного водообмена
Гидрокарбонатно-натриевый	$\frac{r\text{Na}^+}{r\text{Cl}^-} > 1, \frac{r\text{Na}^+ - r\text{Cl}^-}{r\text{SO}_4^{2-}} > 1$	Воды земной поверхности, зон свободного и затрудненного водообмена
Хлоридно-магниевый	$\frac{r\text{Na}^+}{r\text{Cl}^-} < 1, \frac{r\text{Cl}^- - r\text{Na}^+}{r\text{Mg}^{2+}} < 1$	Воды морей и океанов и зоны затрудненного водообмена
Хлоридно-кальциевый	$\frac{r\text{Na}^+}{r\text{Cl}^-} < 1, \frac{r\text{Cl}^- - r\text{Na}^+}{r\text{Mg}^{2+}} > 1$	Воды зон отсутствия или затрудненного водообмена, особенно при высокой их минерализации

тами ионов делятся на четыре генетических типа: хлоридно-кальциевый, хлоридно-магнийевый, гидрокарбонатно-натриевый и сульфатно-натриевый (табл. 1). Внутри типов вод по преобладающему аниону выделяются группы вод: гидрокарбонатная, сульфатная и хлоридная, внутри групп по преобладающему катиону выделяются подгруппы: натриевая, магниевая, кальциевая

Существуют многочисленные классификации природных газов — по их генезису, химическому составу, формам нахождения и т. д. В растворенных газах пластовых вод преобладают три компонента: углеводороды, азот и углекислота (иногда совместно с сероводородом). Другие компоненты содержатся в крайне незначительном количестве. По составу растворенных газов выделяют четыре класса (класс газов определяет компонент, содержание которого равно или более 50%): углеводородный (метановый), азотный, углекислый и смешанный (табл 2)

Таблица 2

Классификация растворенных в пластовых водах газов по их составу (по Л. М. Зорькину, 1973 г.)

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов
Углеводородный (метановый) $C_nH_m \geq 50\%$	Метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50, N_2 \leq 25, CO_2 + H_2S \leq 25$
	Азотно-метановый	$C_nH_m \geq 50, 50 \geq N_2 \geq 25, CO_2 + H_2S \leq 25$
	Углекисло-метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50, 50 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 25, N_2 \leq 25$
Азотный $N_2 \geq 50\%$	Азотный	$N_2 \geq 75, C_nH_m \leq 25, CO_2 + H_2S \leq 25$
	Метано-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50, 50 > C_nH_m \geq 25, CO_2 + H_2S \leq 25$
	Углекисло-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50, 50 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 25, CH_4 \leq 25$
Углекислый $CO_2 + H_2S = 50\%$	Углекислый	$CO_2 + H_2 \geq 75, CH \leq 25, N_2 \leq 25$
	Азотно углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50, 50 \geq N_2 \geq 25, C_nH_m \leq 25$
	Метано-углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50, 50 \geq C_nH_m \geq 25, N_2 \leq 25$
Углекисло-азотно-метановый	Углекисло-азотно-метановый	$C_nH_m \leq 50, N_2 \geq 25, CO_2 + H_2S \geq 25$
	Метано-углекисло-азотный	$N_2 \leq 50, CO_2 + H_2S \geq 25, C_nH_m \geq 25$
	Метано-азотно-углекислый	$CO_2 + H_2S \leq 50, C_nH_m \geq 25, N_2 \geq 25$

Рис. 4. Диаграмма состава подземных вод (по В. А Сулину)

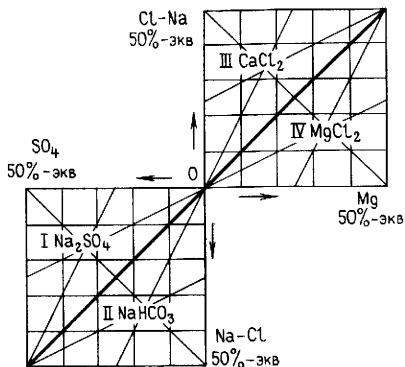
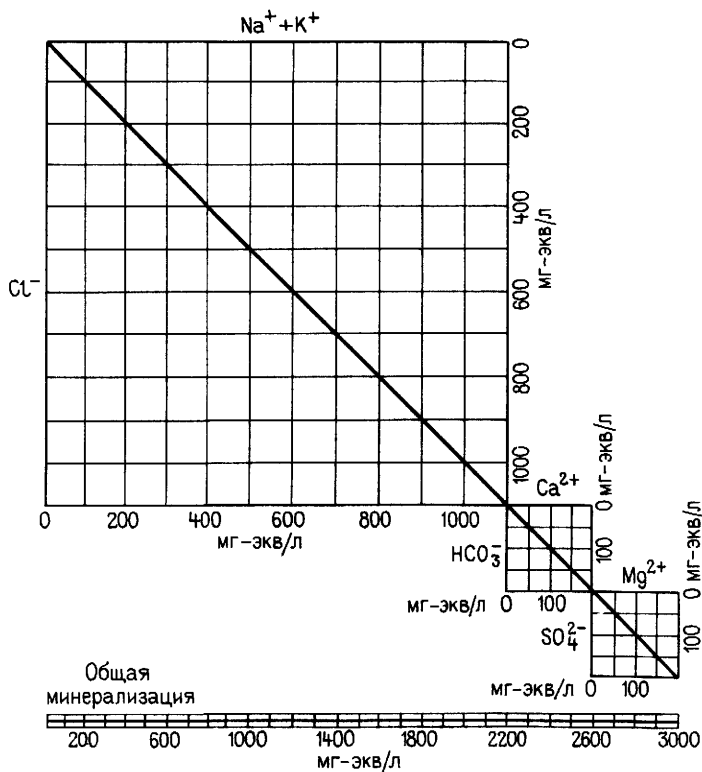


Рис. 5. Графическое изображение химического состава подземных вод (по В. Н. Корценштейну)



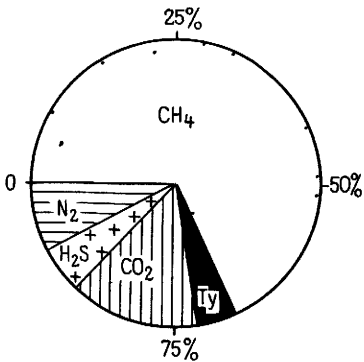


Рис 6 График круг газового состава вод

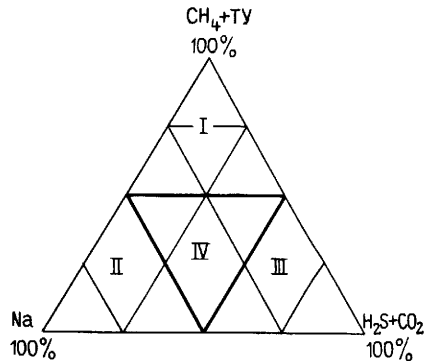


Рис 7 График треугольник газового состава подземных вод
Классы газов I — метановый II азотный
III — углекислый IV смешанный

Для изображения состава вод пользуются формулами и графиками. Общепринята формула Курлова — псевдодробь, в числителе которой указано содержание анионов, в знаменателе — катионов в процент эквивалентной форме, перед дробью указывают минерализацию, состав растворенных газов, микрокомпоненты, справа — температуру, дебит. Графически состав вод и растворенных газов изображается с помощью диаграмм и графиков (рис 4—7).

1.3. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Явление зональности широко распространено в природе, в частности в подземной гидросфере осадочной оболочки Земли, где четко прослеживаются гидродинамическая зональность, зональность в солевом и газовом составе подземных вод.

На существование гидродинамической зональности в земной коре указывал еще В. И. Вернадский в работе «История природных вод». В частности, им отмечалось, что с глубиной пластовые воды становятся менее подвижными, а их режим подчиняется геологическим явлениям земных недр. В дальнейшем разными исследователями предлагались различные схемы зональности подземных вод. Б. Л. Личков выделил две гидродинамические зоны: верхнюю, воды которой находятся в прямой зависимости от поверхностных вод, а также от климатических условий, и нижнюю, залегающую ниже базиса эрозии, воды которой неподвижны в течение тысячелетий и не имеют наружного стока. Ф. А. Макаренко выделяет три зоны: интенсивного стока, замедленного стока, относительно застойных вод. Границы между зонами он проводит по положению базиса эрозии и дренирования вод местного, речного и уровня моря. Для крупных бассейнов пластовых вод гидродинамиче-

ская зональность наиболее полно рассмотрена Н. К. Игнатовичем, который при изучении подземных вод Русской плиты выделил три гидродинамические зоны (сверху вниз): активного водообмена, затрудненного водообмена и застойного режима. Указанным гидродинамическим зонам соответствуют три гидрохимические зоны: гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных вод. Однако методика проведения границ между зонами осталась неразработанной.

При выделении гидродинамических зон в северных районах европейской части СССР М. А. Гатальский основное внимание уделил минерализации вод и выделил четыре гидродинамические зоны (с минерализацией вод, г/л): интенсивного водообмена (< 1), значительного водообмена (1—20), замедленного водообмена (20—100), весьма затрудненного водообмена (> 100). Однако такое выделение гидродинамических зон правомерно лишь для территорий, в разрезах которых отсутствуют галогенные отложения. М. Г. Сухарев при выделении гидродинамических зон предлагает использовать кроме минерализации газовый состав, окислительно-восстановительный потенциал, температурные условия и др. Однако и здесь границы между зонами проводятся условно. Л. Г. Заварзин выделил четыре гидродинамические зоны: аэрации, свободного водообмена, затрудненного водообмена и весьма затрудненного водообмена.

В последнее время при выделении гидродинамических зон стали учитывать природу энергетического потенциала водонапорных систем. Так, Ю. В. Мухин пришел к выводу о наличии в подземной гидросфере гидродинамических зон (сверху вниз): гидростатического, переходного и геостатического пластового давления. В зоне гидростатического давления происходит горизонтальное движение свободных гравитационных вод от областей современной инфильтрации и создания напоров к областям разгрузки. В зоне переходного пластового давления на глубине 500—1500 м и более отжимаются рыхлосвязанные воды. Здесь преобладает вертикальное или наклонное очень медленное перемещение подземных вод вверх по восстанию водоносного горизонта (комплекса). В зоне геостатического пластового давления на глубине 1500—4500 м и более заканчивается отжатие рыхлосвязанных вод и начинается отжим прочносвязанных вод. Движение подземных вод в пределах этой зоны очень замедленное. Вследствие существенного возрастания давления столба пород здесь преобладает тенденция к замедленной фильтрации отжатых флюидов снизу вверх в направлении к зоне переходного пластового давления.

Близкая схема гидродинамической зональности предложена А. Е. Ходьковым и Г. Ю. Валуконым, которые выделяют три гидродинамические зоны: верхнюю зону, в которой формирование напора обусловлено различиями в гипсометрии областей питания, транзите и разгрузке подземных вод; среднюю зону переходных пластового и геостатического давления; нижнюю зону, где аномально высокое давление обусловлено исключительно упругорелаксационным режимом водовмещающих пород и неотектоническими напряжениями.

Три гидродинамические зоны (сверху вниз) в континентальной земной коре намечают Ю. А. Ежов и Ю. П. Вдовин: гидростатическую, переходную и литостатическую. В верхней зоне доминирует нисходящее и горизонтальное, а в средней и нижней — восходящее движение подземных вод.

И. К. Зайцев гидродинамические зоны объединяет в два этажа: верхний, включающий зоны свободного и затрудненного водообмена, где движение подземных вод определяется гидростатическими напорами, и нижний, охватывающий зону весьма затрудненного водообмена, где напоры подземных вод формируются в результате различных причин. Причем на инфильтрационных этапах развития бассейна вертикальные разрезы характеризуются наличием всех трех гидродинамических зон, а на седиментационных этапах доминируют условия весьма затрудненного водообмена.

Генетический принцип выделения гидрогеологических зон использован также Г. В. Богомоловым, А. В. Кудельским, В. В. Колодием, выделенными три гидродинамические системы (табл. 3).

Гидрохимическая зональность заключается в закономерной смене генетических типов вод от сульфатно-натриевых через гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-магниевые к хлоридно-кальциевым от областей внешнего питания к центральным наиболее опущенным частям бассейнов. При этом минерализация вод постепенно повышается: от пресных вод к солоноватым, далее к соленым и рассолам. Площадная зональность в разрезе отражается сменой типов вод и их минерализации с глубиной. От окраин бассейнов к их внутренним частям меняется и состав растворенных газов пластовых вод. Газовая зональность выражается в смене по площади и разрезу азотных газов через метаназотные и азотно-метановые метановыми газами. Вместе со сменой состава газа наблюдается рост газонасыщенности пластовых вод и упругости растворенных газов.

Рассмотренная гидрогазохимическая зональность считается нормальной. Причины нормальной гидрогазохимической зональности подземных вод неоднократно обсуждались в литературе, однако исследователи не пришли к единому мнению. Не изучено до конца влияние на вертикальное распределение ионно-солевого состава и концентрации вод по разрезу гравитации и некоторых других явлений.

В ряде районов наблюдается инверсионный гидрогазохимический разрез. Типы инверсионных гидрогазохимических разрезов по происхождению объединяют в четыре группы: унаследованные инверсии, заложенные еще на стадии седиментации осадков и инверсии, формирующиеся под влиянием тектогенеза, климатических факторов и в процессе деятельности человека.

Первая группа инверсий формируется в результате: сохранения седиментогенных пресных и солоноватых вод, хорошо изолированных водоупорами, выше которых водоносные горизонты заполнены водами с нормальной морской соленостью; сохранения древних инфильтрационных вод, причем благоприятные условия для их сохранения встреча-

Таблица 3

Принципиальная схема гидрогеологической зональности осадочной толщи земной коры (по В. А. Кудельскому, 1983 г.)

Гидродинамические системы	Стадия литогенеза осадочных пород	Особенности гидродинамики и флюидодинамики	Температура, °C	Давление
Грунтовые воды	Диagenез (при подъеме территории породы различных стадий преобразования)	Горизонты безнапорные и под гидростатическим давлением Интенсивные, преимущественно латеральные трансбассейновые перемещения подземных вод Питание водоносных горизонтов в основном инфильтрационное	До 50—60	$p_{пл} = p_v < p_{гст}$
Квазиэлизионные	Поздний диагенез — катагенез	Движение подземных вод под воздействием градиентов давления сложной природы Примаг вертикальных движений, сопряженных с элементами субгоризонтального центрорежного перемещения подземных вод при активном воздействии флюидов термогидродинамической системы	60—200	$p_{пл} = p_v$, локально $p_{гст} > p_{пл} > p_v$
Термогидродинамические	Метагенез (региональный метаморфизм)	Особенности обусловлены наличием перегретых вод (гипотермы), суб- и надкритических водно-газовых смесей (флюидов) преимущественным развитием надкритических (для воды) флюидов	200—450 450—700	$p_v \ll p_{пл} \rightarrow p_{гст}$ периодически $p_{пл} > p_{гст}$ с релаксацией преимущественно в зонах разломов

Примечание $p_{гст}$ — геостатическое давление

ются очень редко; засоления вод верхних отложений солеродных бассейнов галитом, в результате чего они приобретают более высокую минерализацию, чем низезалегающие.

Вторая группа инверсий формируется в результате: инфильтрации пресных вод в нижние горизонты (выше сохраняются соленые воды) в орогенные периоды (наблюдается при образовании сложного рельефа в горных районах); внедрения поднимающихся солоноватых вод через выводящие каналы грязевых вулканов в проницаемые пласты при сохранении соленых вод в менее проницаемых горизонтах; опреснения вод пароконденсатом, поднимающимся из высокотемпературных зон в глубокие коллекторские горизонты осадочного чехла.

Третья группа инверсий формируется: в криолитозоне в результате относительного повышения солености вод верхних горизонтов при образовании льда и газогидратов в районах многолетней мерзлоты (при замерзании воды и образовании газогидратов соли концентрируются в оставшихся незамерзших водах, соленость которых заметно повышается); в аридных зонах в результате интенсивного испарения грунтовых вод (последние становятся высокоминерализованными).

Четвертая группа инверсий формируется в результате техногенных процессов: искусственного засоления вод верхних горизонтов при нерациональном использовании ирригационных систем, сброса промышленных и бытовых стоков, закачки их в пласты и др.

Во многих нефтегазоносных бассейнах общая гидрохимическая зональность, выраженная в росте минерализации подземных вод с глубиной, нарушена: ниже зоны максимально минерализованных вод и рассолов вскрыты мало минерализованные воды.

В бассейнах с большой мощностью карбонатных отложений и хемогенных пород, характеризующихся, как правило, высокой степенью минерализации подземных вод, гидрохимическая инверсия проявляется менее ярко, в основном выражаясь в уменьшении концентрации солей при сохранении их хлоридно-кальциевого типа. В разрезах, где присутствуют мощные толщи глинистых пород, на фоне снижения минерализации происходит замена хлоридно-кальциевых вод гидрокарбонатно-натриевыми водами. Кроме того, эти воды имеют своеобразный микрокомпонентный состав ($B > I > Bg$), повышенное содержание сульфатов, кремнезема, ртути, органических кислот, присутствует диоксид углерода, иногда в значительных количествах.

Глубинные мало минерализованные (или пониженной минерализации) подземные воды являются продуктами регионального процесса — литогенеза и, следовательно, имеют региональное распространение [15].

Таким образом, из рассмотренных факторов, влияющих на формирование зональности (азональности) подземных вод, главнейшими являются факторы седиментационного накопления первичных вод в осадочных отложениях, факторы литогенеза и отжима вод при уплотнении осадков и факторы, влияющие на гидродинамику в пластах-коллекторах.

В обобщенном виде в пределах изученной части пластовых водонапорных систем можно выделить три гидродинамические и газогидрохимические зоны: свободного (активного) водообмена, затрудненного водообмена и застойного режима (весьма затрудненного водообмена), которые различаются как по генезису подземных вод, так и по природе энергетического потенциала.

Зона свободного водообмена занимает верхние части разреза до глубин около 500 м (зона аэрации, грунтовые воды, межпластовые безнапорные и пластовые напорные). В пределах зоны происходит интенсивное движение вод со скоростью от десятков сантиметров до метров в год и более, температура не превышает 20° С. Природа энергетического потенциала гидростатическая. Воды обычно пресные или слабой минерализации, инфильтрационного происхождения, различных генетических типов по В. А. Сулину. В районах развития галогенных отложений минерализация вод может быть повышенной. В подземных водах этой зоны развиты преимущественно атмосферные газы (азот, кислород, диоксид углерода). Геохимическая обстановка в зоне окислительная. На формирование геохимической характеристики вод большое влияние оказывают климатические и другие физико-географические условия.

Зона затрудненного водообмена — промежуточная между зоной свободного водообмена и застойного режима — залегает на глубинах 500 — 1500 м. Воды пластовые, напорные. В пределах зоны воды движутся от областей инфильтрации к погруженным частям бассейна со скоростью от единиц до десятков сантиметров в год. Природа энергетического потенциала — гидростатическая. В пополнении ресурсов подземных вод зоны наряду с водами инфильтрационного генезиса определенную роль играют и седиментационные (воды захвата). Температура здесь обычно изменяется в диапазоне 20—40° С. Воды хлоридно-кальциевые, иногда хлоридно-магниево-гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 5—10 г/л. В водах растворены обычно газы смешанного (азотно-углеводородного и углеводородно-азотного) состава. В этой зоне окислительная обстановка сменяется переходной (окислительно-восстановительной). В формировании геохимической обстановки подземных вод этой зоны поверхностные факторы заметной роли не играют.

Зона застойного режима занимает нижние части осадочного чехла и залегает на глубинах 1500 — 4000 м. Напоры подземных вод в пределах зоны в значительной степени определяются геостатическим давлением (эксфильтрационные водонапорные системы). Движение подземных вод очень замедленное, скорость — от единиц до нескольких десятков миллиметров в год. В нижних частях зоны застойного режима скорость подземных вод нередко сопоставима со скоростью тектонических движений водоносных комплексов. В таких условиях направление движения подземных вод может неоднократно меняться в течение периода развития бассейна. Температуры вод здесь 40 — 100° С. Воды обычно высокоминерализованные (десятки — первые сотни граммов на

литр), хлоридно-кальциевого типа, главным образом седиментационного генезиса. В верхней части зоны преобладают воды захвата, с глубиной возрастает роль вод отжатия, возрожденных и литогенных вод. Последнее приводит к гидрогеологической инверсии, выражающейся в формировании глубинных вод пониженной минерализации. Газы, растворенные в водах, преимущественно углеводородного состава, в них наряду с метаном отмечается повышенное содержание его гомологов. В нижних частях этой зоны заметную роль в составе водорастворенных газов начинает играть диоксид углерода. Геохимическая обстановка в пределах зоны повсеместно восстановительная.

Многие исследователи гидрогеологическую зональность связывают со стадиями литогенеза осадочных пород (табл. 3). При таких сопоставлениях следует учитывать направленно-прерывистый характер развития водонапорной системы нефтегазоносного бассейна. Водонапорная система нефтегазоносного бассейна вначале развивается как эксфильтрационная (см. раздел 1.4). Для нее характерны практически все стадии литогенеза в зависимости от мощности и термобарических условий недр. В эпохи перерывов осадконакопления в верхних частях бассейна развивается инфильтрационная водонапорная система — зона свободного водообмена. По мере увеличения глубины инфильтрации она охватывает последовательно зоны прото-, мезо- и апокатагенеза. Соответственно и зоны затрудненного и застойного режима перемещаются по зонам литогенеза.

1.4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Подземные воды нефтегазоносных бассейнов различаются по условиям происхождения, залегания и движения. Весьма часто генезис подземных вод определяет их условия залегания, а условия залегания (морфология скопления вод) определяют их условия движения. Однако не менее часто условия происхождения, залегания и движения вод не зависят друг от друга.

1.4.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Наиболее крупная гидрогеологическая структура — гидрогеологический бассейн — скопление подземных вод, приуроченное к крупным тектоническим элементам земной коры. И. К. Зайцев (1974 г.) гидрогеологические бассейны разделил на два класса: артезианские структуры и гидрогеологические массивы. Среди артезианских структур им выделены: 1) артезианские бассейны (различного рода впадины), 2) артезианские своды (антеклизы и своды), 3) адартезианские бассейны (близки к артезианским, но отличаются от них широким распространением пластово-трещинных и трещинно-жильных вод), 4) вулканогенные суббассейны (скопление преимущественно покрово-порово-трещин-

ных вод). Среди гидрогеологических массивов выделены: 1) адмассивы, сложенные метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, и 2) вулканогенные супермассивы, образованные мощными толщами лав и их туфов, наложенных на другие гидрогеологические структуры (покрово-трещинно-поровые воды).

Крупным недостатком указанной схемы является отнесение к артезианским всех бассейнов подземных вод, приуроченных к осадочным отложениям различного рода впадин, без учета особенностей их гидродинамики и генезиса подземных вод. Это заставило нефтяников-гидрогеологов искать новые подходы к решению вопросов гидрогеологической систематики.

В нефтяной геологии в качестве основных единиц нефтегеологического районирования приняты нефтегазоносный бассейн (И. О. Брод, И. В. Высоцкий, В. Б. Оленин, В. Е. Хаин и др.) и нефтегазоносные провинция, область (А. А. Бакиров, Г. К. Дикенштейн, С. П. Максимов и др.). При выделении нефтегазоносных бассейнов основными являются условия генерации УВ, а при выделении провинций и областей — единство условий нефтегазоаккумуляции. Однако и в том и в другом случае ведущий фактор при нефтегазогеологическом районировании — тектонический. Выделение нефтегазоносных бассейнов и нефтегазоносных провинций — это два различных, но не исключающих друг друга принципа нефтегеологического районирования. Выбор одного из этих принципов определяется конкретными задачами той или иной работы [31]. При гидрогеологической систематизации «бассейновый» принцип предпочтителен, так как бассейны пластовых вод и нефтегазоносные бассейны приурочены к одним и тем же крупным, длительно развивающимся отрицательным элементам тектонических структур, заполненным осадочными породами. Н. Б. Вассоевич (1970 г.) нефтегазоносный бассейн назвал нефтегазоносным осадочным бассейном, и это понятие было более узким, чем понятие «осадочно-породный бассейн», так как не всякий осадочно-породный бассейн может быть нефтегазоносным.

М. И. Суббота, А. Ф. Романюк и Я. А. Ходжакулиев выделили четыре типа гидрогеологических бассейнов: 1) осадочно-породные депрессионные (бассейны артезианские и нефтегазоносные), 2) осадочно-породные горно-складчатые, 3) глыбово-массивные (гидрогеологические структуры щитов) и 4) океанические. Гидрогеологические бассейны имеют разную площадь: от нескольких тысяч до нескольких миллионов квадратных километров. Естественно, гидрогеологическая характеристика и условия нефтегазоносности разных по размерам бассейнов не одинаковы. По площади бассейны подразделяются на следующие группы (млн. км²): 1 — гигантские (> 1), 2 — крупные (0,3—1), 3 — средние (0,05—0,3), 4 — мелкие (< 0,05).

В рассмотренных классификациях гидрогеологических структур в качестве классификационного признака взята морфология скопления вод. Однако при разработке гидрогеологической таксономии следует учесть и другие важные характеристики гидрогеологических структур: морфологию скопления вод, т. е. форму их нахождения в литосфере,

условия движения подземных вод (гидродинамические условия или природа энергетического потенциала) и генетическую природу подземных вод.

При всем многообразии геологических форм нахождения подземных вод в литосфере гидрогеологические бассейны по условиям залегания (морфологии скопления вод) в принципе можно разделить на два основных типа: бассейны пластовых вод и гидрогеологические массивы трещинных и жильно-трещинных вод (рис. 8, 9).

Бассейны трещинных и жильно-трещинных вод располагаются в пределах кристаллических щитов и горно-складчатых областей. Трещинная водоносность наблюдается и в кристаллическом фундаменте

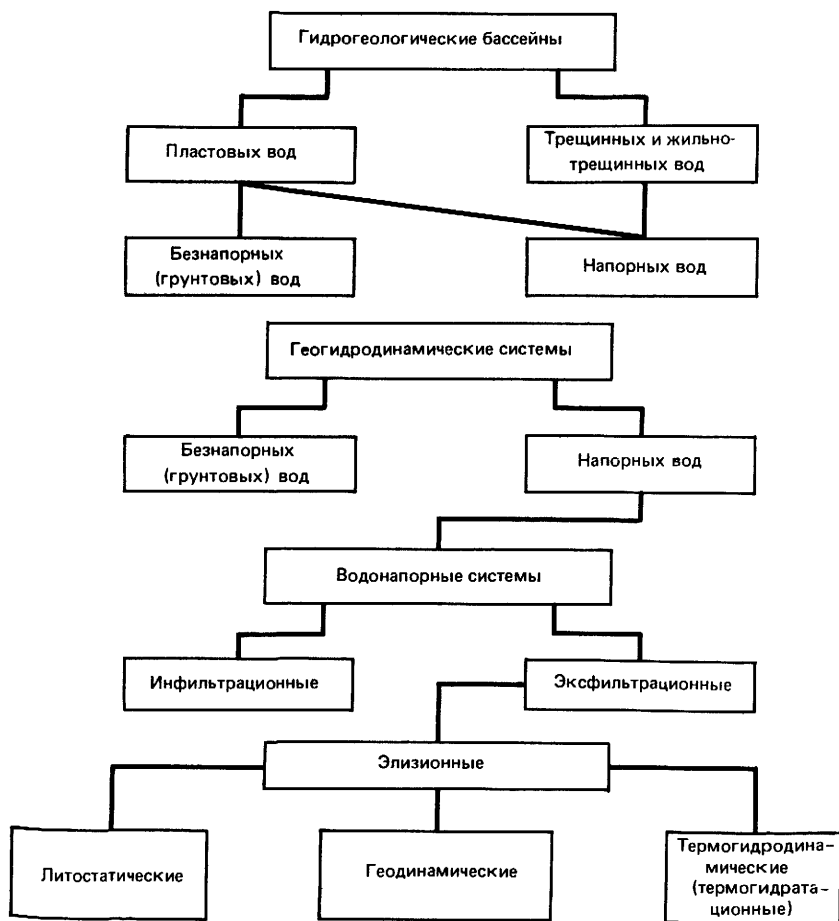


Рис. 8 Схемы классификации гидрогеологических бассейнов и геогидродинамических систем [19]

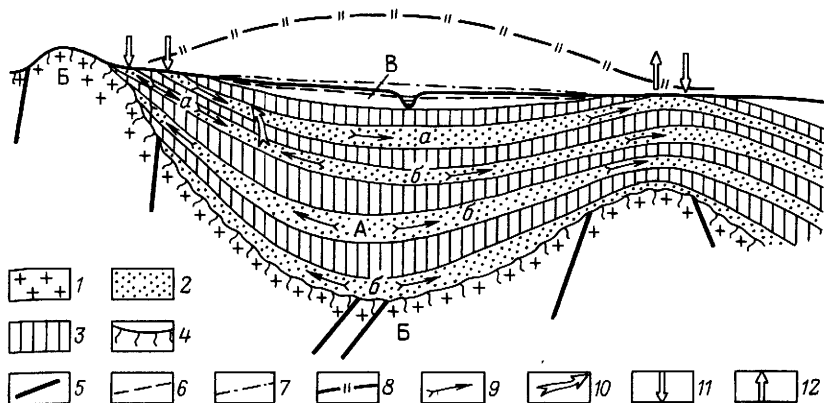


Рис. 9. Схема гидрогеологического бассейна [19] (с дополнениями).

Бассейны А — пластовых вод, Б — трещинных и жильно трещинных вод, В — суббассейн грунтовых вод, водонапорные системы а — инфильтрационные, б — эллиптические
 1 — магматические и метаморфические породы, 2 — породы коллекторы, 3 — водоупоры, 4 — трещиноватая зона фундамента, 5 — тектонические нарушения, 6 — уровень грунтовых вод, пьезометрический уровень водонапорной системы 7 — инфильтрационной, 8 — эллиптической, 9 — направление движения подземных вод, 10 — вертикальная разгрузка подземных вод 11, 12 — области соответственно питания и разгрузки подземных вод

бассейнов пластовых вод, особенно в древней коре выветривания фундамента. В покровных отложениях щитов нередко развиты порово-пластовые воды. Залежи нефти и газа ассоциируются с бассейнами пластовых вод, поэтому на характеристике последних остановимся более подробно. Правда, встречаются залежи УВ и в фундаменте таких бассейнов, в его верхней трещиноватой части, однако генетически они едины с пластовыми залежами.

Под *бассейном пластовых вод* понимается скопление вод, приуроченное преимущественно к осадочным породам¹, заполняющим отрицательные тектонические элементы земной коры (синеклизы, впадины, прогибы). Бассейн пластовых вод состоит из проницаемых водоносных пластов, объединяемых в горизонты, комплексы и этажи с напорными водами, разделенных водоупорами. В верхней части разреза бассейна пластовых вод венчается суббассейном безнапорных грунтовых вод. Ложем бассейна служат породы фундамента. Трещинные подземные воды, приуроченные к верхней трещиноватой части фундамента, по генетической природе близки к контактирующим с ними пластовым водам.

В нефтегазовой гидрогеологии широко используется термин «природная водонапорная система» (В. Н. Шелкачев, Г. В. Пыхачев, А. А. Карцев, В. Н. Корценштейн и др.). При всех терминологических различиях под *природной водонапорной системой* подразумевается водоносный пласт или совокупность водоносных (гидрогеологических) горизонтов или комплексов, содержащих напорные воды и приурочен-

¹ Среди осадочных пород могут быть туфогенные и эффузивные коллекторы.

ных к определенным геологическим структурам. Так, природная водонапорная система может быть содержанием отдельного бассейна пластовых вод или системы бассейнов крупного сегмента земной коры. Например, водонапорная система Прикаспийской впадины или водонапорная система Восточно-Европейской платформы. В том и другом случае подразумеваются совокупности напорных горизонтов или комплексов подземных вод определенных тектонических элементов земной коры. Водонапорная система может характеризовать и стратиграфический интервал разреза. Например, водонапорная система мезозойско-кайнозойских отложений Прикаспийской впадины. Таким образом, природная водонапорная система может иметь разный объем — от пласта до серии пластов, а по площади — от гидрогеологического района до бассейна или группы сопряженных бассейнов. Поэтому при использовании термина «природная водонапорная система» необходима конкретизация объекта.

По условиям формирования гидродинамического потенциала природные водонапорные системы существенно различаются. Можно выделить две принципиально различные *гидродинамические (геогидродинамические) системы*: безнапорных (грунтовых) и напорных (преимущественно пластовых) вод (см. рис. 8). По природе энергетического потенциала геогидродинамические системы напорных вод подразделяются на инфильтрационные и эксфильтрационные.

В инфильтрационных водонапорных системах напор создается за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод. Природа энергетического потенциала гидростатическая, и соответственно системы этого типа также называются гидростатическими. Для таких систем пластовое давление p определяется формулой $p = H\gamma g$, где H — пьезометрический напор; γ — плотность жидкости; g — ускорение силы тяжести.

В эксфильтрационных водонапорных системах напор в водоносных пластах создается за счет фильтрационного удаления жидкости из одних пластов (или их частей) в другие пласты (или их части) без пополнения запасов из внешних областей питания. Эксфильтрационные водонапорные системы подразделяются на элизионные литостатические (геостатические), геодинамические и термогидродинамические (термогидратационные).

В элизионных литостатических водонапорных системах напор создается вследствие выжимания вод из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы и частично за счет уплотнения самих коллекторов с выжиманием вод из одних частей в другие. В результате процесса уплотнения образуется избыточное количество жидкости $Q_{изб}$. Приращение давления происходит, по Р. Г. Семашеву, в соответствии с законом $\Delta p = Q_{изб} / \beta V_0$, где Δp — приращение давления; β — коэффициент сжимаемости жидкости; V_0 — общий объем жидкости в водонапорной системе.

Следовательно, в элизионной литостатической водонапорной системе $p_{эл} = (H\gamma + \Delta p)g$.

Наибольшее количество жидкости отжимается из зон максимальной мощности осадков, т. е. из наиболее погруженных частей впадин. Системы эти закрытые: либо сообщения с земной поверхностью совсем нет, либо напор создается в зонах разгрузки. Вследствие этого в элизионных литостатических системах пластовое давление, как правило, выше условного гидростатического. И это превышение тем больше, чем больше степень закрытости системы.

В элизионных геодинамических водонапорных системах источником гидростатической энергии является геодинамическое давление: тектоническое сжатие приводит к возникновению высокой пластовой энергии. Такие системы встречаются преимущественно в областях интенсивной складчатости и повышенной сейсмичности. В складчатых областях и предгорных прогибах пластовое давление часто превышает условное гидростатическое в 1,8—2 раза.

В элизионных термогеодинамических водонапорных системах природа энергетического потенциала обусловлена высвобождением жидкости в процессе термической дегидратации минералов.

Природные водонапорные системы гидрогеологических бассейнов различаются и по происхождению подземных вод: инфильтрационные природные водонапорные системы содержат инфильтрационные водные растворы, литостатические элизионные — седиментогенные (талассогенные) водные растворы преимущественно морского генезиса, в термогеодинамических и геодинамических водонапорных системах значительную роль начинают играть литогенные и возрожденные водные растворы.

1.4.2. НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАСЕЙН КАК ЧАСТЬ БАСЕЙНА ПЛАСТОВЫХ ВОД

В бассейнах пластовых вод наблюдается сложное сочетание различных геогидродинамических систем с генетически разными классами подземных вод (рис. 9). Каждый бассейн пластовых вод венчается геогидродинамической системой безнапорных (грунтовых) вод. Глубже по разрезу бассейна пластовых вод довольно часто залегают безнапорные пластовые воды (со свободным зеркалом подземных вод). Наконец, среди напорных вод прослеживается сложное сочетание инфильтрационных и эксфильтрационных водонапорных систем. Вполне допустимо, что даже в пределах одного и того же гидрогеологического горизонта или комплекса во внутренних частях бассейна развита эксфильтрационная водонапорная система, а в обрамлениях бассейна — инфильтрационная. Вследствие этого не так просто ограничить водонапорную систему нефтегазоносного бассейна в гидрогеологическом бассейне — бассейне пластовых вод.

И. О. Брод и его последователи считали, что нефтегазоносный бассейн является частью артезианского бассейна. Они исключали из него краевые зоны бассейна и прежде всего области инфильтрационного питания и прилегающие зоны «активного водообмена», где усло-

вия для сохранения УВ неблагоприятны. Интуитивно чувствуя исключительную роль подземных вод в онтогенезе нефти и газа, И. О. Брод тем не менее не смог определить водонапорную систему нефтегазозонного бассейна — к тому времени сведений о природных водонапорных системах было явно недостаточно для решения этого сложного вопроса.

Недостатком информации можно объяснить и появление впоследствии внутренне противоречивого понятия «нефтегазовый артезианский бассейн». В классическом понимании артезианский бассейн представляет собой комплекс водоносных пластов, слагающих различного рода прогибы (впадины, синеклизы и т. д.) с внешней областью питания. Для таких бассейнов характерны воды инфильтрационного генезиса, а природа гидродинамического потенциала — гидростатическая (инфильтрационные водонапорные системы по А. А. Карцеву и др.) [19]. По мере разбуривания нижних этажей нефтегазозонных бассейнов все чаще стали вскрывать эксфильтрационные водонапорные системы с иными природой гидродинамического потенциала и генезисом подземных вод (литостатические, геодинамические и термогидратационные элизионные водонапорные системы). Ряд гидрогеологов (Н. И. Толстихин, В. А. Кирюхин и др.) такие водонапорные системы стали относить также к артезианским бассейнам, тем самым существенно расширив понятие «артезианский бассейн».

Так как и бассейны пластовых вод и нефтегазозонные бассейны приурочены к осадочно-породным бассейнам, последние являются для них родовым понятием. Для нефтегазозонного бассейна основной характеристикой служит онтогенез нефти и газа — генерация УВ, формирование и консервация их залежей. Практически все осадочные толщи содержат рассеянное ОВ, которое в благоприятных условиях генерирует УВ. Эти благоприятные условия сохраняются там, где осадочные породы хорошо изолированы от воздействия поверхностных факторов, иначе говоря, в зоне распространения эксфильтрационных водонапорных систем. Очевидно, формирующийся осадочно-породный бассейн будет полностью соответствовать нефтегазозонному с эксфильтрационной водонапорной системой. Если процесс осадконакопления прерван и осадочно-породный бассейн выведен на дневную поверхность, то в краевых его частях и в покровных отложениях начнут формироваться инфильтрационные водонапорные системы, которые неблагоприятны для онтогенеза нефти и газа. Следовательно, границами нефтегазозонного бассейна следует считать границу между эксфильтрационными и инфильтрационными режимами в пределах водонапорных систем бассейна.

Однако в последнее время получены данные, что и к водонапорным системам с инфильтрационным режимом могут быть приурочены залежи УВ [30], что позволяет расширить объем нефтегазозонных бассейнов в пределах пластовых водонапорных систем.

1.4.3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Бассейн пластовых вод с эксфильтрационной водонапорной системой первоначально начинает развиваться в пределах бассейна седиментации. На этом этапе границы бассейна пластовых вод с эксфильтрационной водонапорной системой и нефтегазоносного бассейна совпадают. В эпохи перерывов в осадконакоплении при наступлении континентального режима в краевых частях и в верхних горизонтах осадочно-породного бассейна начинает формироваться инфильтрационная водонапорная система. В небольших по площади и маломощных осадочно-породных бассейнах инфильтрационный режим достаточно быстро распространяется на всю площадь и глубину бассейна пластовых вод, в крупных бассейнах эксфильтрационный режим сохраняется длительное время.

Глубина и скорость проникновения инфильтрационных вод в недра осадочно-породного бассейна определяются фациальными особенностями пластов-коллекторов, гипсометрическим положением областей инфильтрационного питания, степенью тектонической нарушенности слагающих бассейн пород и другими геологическими условиями. Глубоким разведочным бурением во внутренних частях почти всех нефтегазоносных бассейнов СССР установлены древние седиментогенные воды с той или иной долей литогенных вод, а сами водонапорные системы находятся на эксфильтрационных этапах развития. Глобальная направленность развития гидрогеологических структур осадочных бассейнов от эксфильтрационных к инфильтрационным системам неизбежна для любых тектонических элементов земной коры. Различна лишь интенсивность процесса: чем крупнее и глубже осадочный бассейн, тем длительнее процесс перестройки его водонапорной системы.

В направленном развитии водонапорной системы нефтегазоносного бассейна выделяют три этапа.

Первый этап — зарождение гидрогеологической структуры. Огромное геохимическое разнообразие глубинных подземных вод в осадочных породах закладывается в бассейне осадконакопления на стадии седиментогенеза, а их дальнейший облик определяется особенностями литогенеза пород. Так, воды, захороняемые вместе с осадками в пресноводных бассейнах, как правило, характеризуются невысокой минерализацией. Наоборот, для солеродных бассейнов характерны высокоминерализованные растворы. Взаимосвязь между особенностями геохимического облика глубинных подземных вод и пород в процессе литогенеза прослеживается во всех литогенетических зонах. Поэтому продуктом литогенеза являются не только нефть и газ (по Н. Б. Вассоевичу), но и глубинные подземные воды. На стадии седиментогенеза еще в донных илах начинается преобразование седиментационных вод, илов, ОВ и эмиграция продуктов их преобразования.

Второй этап — дифференциация твердой и жидкой фаз, миграция флюидов и формирование залежей УВ. Если в донных илах со-

держание воды достигает 90%, то в метаморфических сланцах оно снижается до 1%. Следовательно, процессы литогенеза связаны преимущественно с удалением флюидной фазы — воды, нефти и газа. Поистине доминантой литогенеза является дифференциация жидкой и твердой фаз. В процессе этой дифференциации твердая (породы) и флюидная (вода, нефть, газ) фазы постоянно изменяются, воздействуя друг на друга.

Второй этап распадается на три подэтапа. На первом подэтапе происходит эмиграция седиментационных вод (на стадии диагенеза в интервале глубин до 600—800 м осадок теряет до 75% воды) и генерация биогенных газов — формируются месторождения биогенных природных газов. Второй подэтап характеризуется «рождением» литогенных, органогенных, возрожденных вод и вод отжатия, генерацией жирных газов и нефтей, формированием преимущественно нефтяных и газоконденсатных месторождений. Второй подэтап приурочен к глубинам 1—6 км и температурному интервалу 85—125° С. В этих условиях набухающие глинистые минералы превращаются в ненабухающие, что сопровождается высвобождением воды в объеме 14—15% от общего объема породы. Все это приводит к изменению химического состава глубинных подземных вод и к инверсии в гидрохимическом разрезе подземной гидросферы. На третьем подэтапе формируются преимущественно литогенные и возрожденные воды, но объем вновь образовавшихся вод незначителен. Из УВ генерируется преимущественно метан и формируются метановые месторождения нижней газовой зоны.

Рассмотренные подэтапы дифференциации твердой и жидкой фаз связаны со стадиями литогенеза: первый подэтап приходится на стадии диагенеза, раннего и среднего протокатагенеза, второй — на стадии позднего протокатагенеза и мезокатагенеза, третий — на стадии позднего мезокатагенеза и апокатагенеза.

Третий этап — инфильтрационное развитие гидрогеологической структуры, переформирование и разрушение залежей УВ.

1.5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

1.5.1. МЕТОДЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

При подготовке для гидрогеологического опробования скважина — основной объект исследований подземных вод нефтегазоносных районов — должна быть обсажена колонной, интервалы, подлежащие опробованию, перфорированы. Затем снижением в колонне уровня жидкости, заполняющей ее перед перфорацией до устья, вызывают приток пластовых флюидов. Скважина считается подготовленной к исследованиям, если технические воды призабойной зоны и колонны заменены пластовыми. Для объективной оценки анализа фактического материала необходимо дать характеристику проведенных работ по

подготовке скважины к исследованиям, указать объем откачанной жидкости, изменение плотности, представить сведения о восстановлении уровня воды, указать период нахождения скважины в покое после освоения.

Уровень воды в скважинах измеряют от поверхности земли, плоскости ротора или верха фланца кондуктора. При высоких газовых факторах необходимо привести данные по газонасыщенности вод в связи с возможным выделением свободной газовой фазы в виде пузырьков.

Плотность пластовых вод входит во многие формулы при гидрогеологических расчетах. Особенно большое значение плотность имеет при расчетах приведенного давления и установлении гидродинамической составляющей перепада напоров. В практике гидрогеологических работ плотность воды устанавливают в полевых условиях ареометрами, а более точно в лабораторных условиях — пикнометрами. Весьма важно указать температуру воды, при которой определялась плотность. Приблизительно плотность можно определить по минерализации воды (рис. 10).

Отбор глубинных проб воды занимает важное место при гидрогеологическом опробовании. Изучение газонасыщенности подземных вод в пластовых условиях возможно лишь посредством отбора проб специальными глубинными пробоотборниками (ПД-03, ПД-3М, «Приз» и др.). Последние герметично закрываются на нужной глубине в момент отбора проб, т. е. при давлении, близком к пластовому. На дневной поверхности газ выделяется в свободную фазу и переходит в специальные емкости. Для более глубокой дегазации, особенно при малой газонасыщенности, пробоотборник подогревают. Однако этот способ малоэффективен при высокой концентрации в воде кислых газов (сероводорода, уголекислоты), основная часть которых остается в растворенном состоянии в воде глубинной пробы. Эти недостатки обычного метода отбора глубинных проб устраняют применением других методик (В. И. Вещезерова и др.) и специальных приборов. В камерах последних определяемый кислый компонент пластовых вод химически связывается насыщенными растворами уголекислого кальция (для сероводорода) и гидроксиду бария (для уголекислого газа).

Наряду с методом отбора глубинных проб, обычно применяемых

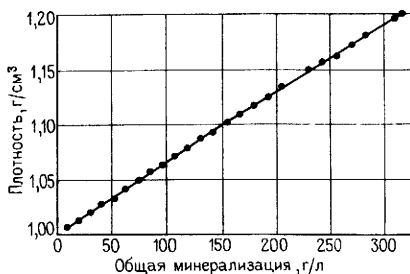


Рис. 10. График зависимости плотности пластовых вод от общей минерализации при температуре 20°С

при высокой газонасыщенности пластовых вод, существуют и другие методы извлечения растворенных газов из слабогазонасыщенных вод. В этих случаях применяют термодегазаторы различной конструкции.

Отбор проб на химический анализ наиболее целесообразно производить глубинными пробоотборниками либо с устья скважины в условиях интенсивного самоизлива.

Измерения температуры в скважинах чаще всего проводят ртутными максимальными термометрами, выдерживаемыми 30 мин. Реже применяют электрические термометры. Однако довольно часто абсолютные величины температур, замеренные электрическими термометрами в большом диапазоне глубин (2—5 км), заметно расходятся с результатами замеров ртутными максимальными термометрами: расхождения в интервале указанных глубин достигают 10—20° С. Геотермические исследования в скважинах предусматривают достижение в них температурного равновесия между колонной, заполненной водой или глинистым раствором, и породами законного пространства. Такое равновесие устанавливается за 10—20 дней.

Вязкость пластовых вод определяют в лабораторных условиях. Для этого необходимо отобрать специальные глубинные пробы пластовых вод с указанием их температуры, минерализации, пластового давления, содержания в них растворенных газов и их состава.

1.5.2. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Обработка фактических материалов по замерам уровня воды в скважине (или напора в случае переливающихся скважин) предусматривает построение графика зависимости нарастания уровня от времени [29]. Кривая восстановления уровня может иметь крутой четкий перегиб, после чего она становится параллельной оси времени (рис. 11, а), или медленно выполаживается (рис. 11, б). При быстром восстановлении статического уровня достаточно сделать небольшое число замеров, чтобы убедиться в статическом его положении. При медленном установлении уровня время наблюдения увеличивается. Данные об абсолютных отметках статических уровней подземных вод изучаемого района являются основой для построения схем изопьез.

Обработку фактических материалов по газонасыщенности пластовых вод проводят на основе полученных с помощью пробоотборников данных исследования. Пользуясь соответствующими формулами, коэффициентами и номограммами В. Н. Корценштейна (1976 г.) и других авторов, необходимо пересчитать объем газа на сухое состояние, нормальные условия и на 1 л пластовой воды. Лишь после этого можно оперировать этими данными для сопоставления газонасыщенности различных проб воды друг с другом и для расчетов упругости растворенных газов.

Наиболее простой способ определения упругости, который может быть применен при низком давлении насыщения (до 5 МПа), основан

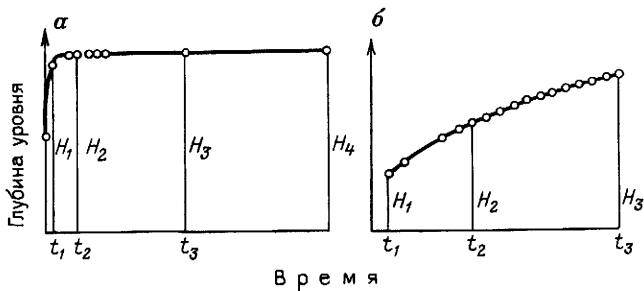


Рис 11 Кривые восстановления уровня воды в скважинах для пористых пород с хорошей проницаемостью (а) и глинистых песчаников с низкой проницаемостью (б).

$H_1 - H_4$ — пьезометрические уровни $t_1 - t_3$ — время замеров

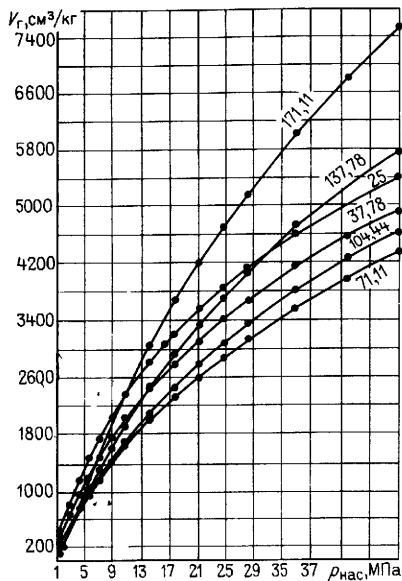


Рис 12 Зависимость растворимости метана в дистиллированной воде V_r от давления насыщения $\rho_{нас}$ и температуры (шифр кривых, $^{\circ}\text{C}$) (по О Кальберсону и И Мак-Кетту)

на законе Генри: $V = k_p p$, где V — объем газа в 1 л пластовой воды, приведенный к температуре 4°C и атмосферному давлению; k_p — коэффициент растворимости газа в воде при пластовых условиях, p — упругость растворенного газа. При сложном составе растворенных газов определяют парциальную упругость каждого из газов, а общую упругость находят как сумму парциальных упругостей.

Если давление насыщения выше предела применимости закона Генри, упругость газа определяют (с учетом температуры и минерализации) на основе графика О. Кальберсона и И. Мак-Кетта (рис 12). Подобные графики построены В. Н. Корценштейном (1976 г.) и для других компонентов природных газов. При сложном составе растворенных газов следует пользоваться расчетами упругости, основанными на фазовом равновесии сложных систем. Методика этих расчетов подроб-

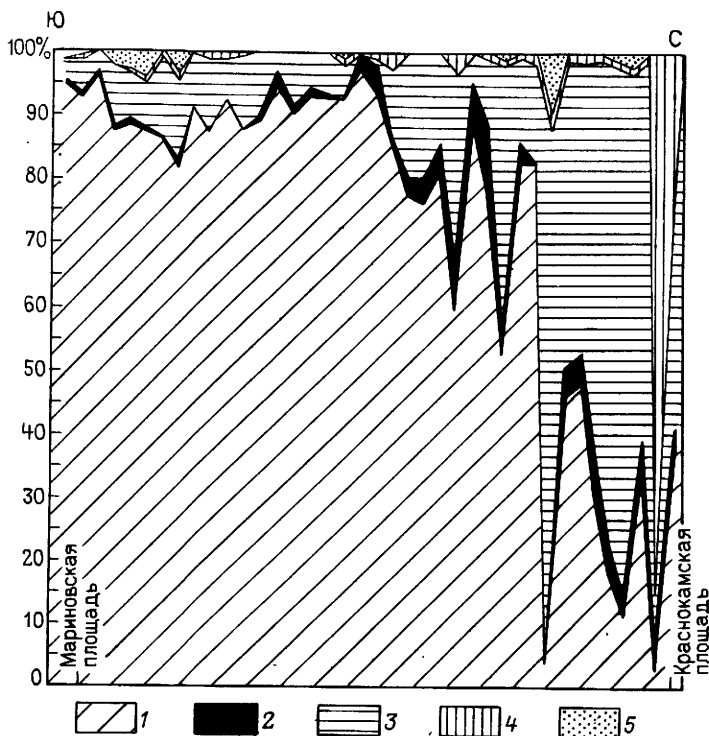


Рис. 13. График-профиль состава растворенных газов пластовых вод верейско-верхнебашкирских отложений района Доно-Медведицких дислокаций и Жигулевско-Пугачевского свода (разрез по линии Мариновская—Краснокамская площадь) (по Л. М. Зорькину).
 1 — метан; 2 — гомологи метана; 3 — азот; 4 — кислые газы, 5 — водород

но изложена в работе А. Ю. Намиота (1976 г.). Опыт гидрогеологических исследований в нефтегазопоисковых целях показывает, что и при сложном составе растворенных газов применимы графики О. Кальберсона и И. Мак-Кетта, так как погрешности, связанные с учетом закона Дальтона, ощутимы лишь при установлении парциальной упругости тяжелых УВ, содержание которых в пластовых водах обычно невысокое.

Важный элемент систематизации данных по газонасыщенности подземных вод — составление различных графиков и карт. При большом количестве данных состав газов наносит на график-треугольник (см. рис. 7). Для выявления закономерностей в пределах одного гидрогеологического комплекса строят графики-профили состава газов (рис. 13) или карты состава растворенных газов. Важным параметром пластовых вод является давление насыщения (упругости) газов. Данные по упругости газов обобщаются на графиках (рис. 14), нагляд-

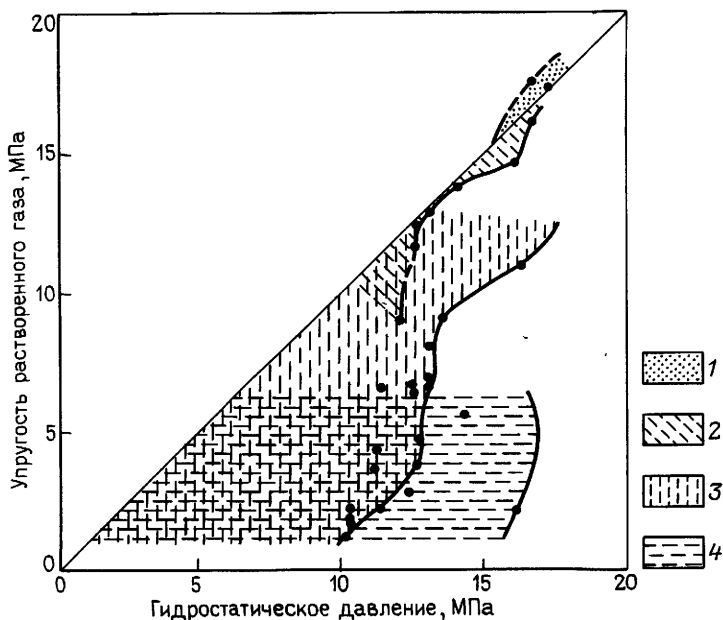


Рис. 14. График упругости растворенных газов в водах базального горизонта Березовского газоносного района Западной Сибири (по Л. М. Зорькину). Зоны 1 — перенасыщенных газовых растворов, характеризующаяся формированием залежей на современном этапе геологического развития территории, 2 — недонасыщенных газовых растворов в приконтурных участках разрушающихся газовых залежей, 3, 4 — высоконедонасыщенных газовых растворов Северо-Сосьвинского свода и Атлымской ступени (3) и Ляпинской впадины и смежных территорий Северо-Сосьвинского свода (4)

но показывающих соотношение давления насыщения и гидростатического (пластового) давления. Так же строятся карты упругости газов или карты коэффициента насыщенности p_r/p_b (p_r — давление насыщения газа, p_b — гидростатическое давление).

Систематизация и обработка результатов изучения химического состава подземных вод имеет целью установить взаимосвязь химического состава воды с литолого-фациальными особенностями водовмещающих пород, гидродинамическими условиями региона и залежами УВ. Наиболее распространенные способы систематизации и обработки химических анализов воды — это построение гидрохимических графиков (см. рис. 5) и составление гидрохимических профилей и карт. Наибольший интерес представляют карты изменения общей минерализации, а также содержания отдельных компонентов, таких, как хлор, бром, иод, сульфат-ион и др. [29].

В практике гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов *систематизацию, анализ и обработку результатов геотермических наблюдений* производят прежде всего по следующим направлениям:

построение графиков изменения температуры с глубиной по исследованным скважинам;

составление геотермических профилей, на которых отображено распределение изотерм на различных глубинах;

составление карт или схем изотерм поверхности различных горизонтов;

составление карт изотерм по срезам на различных глубинах;

построение обобщенного графика изменения температуры с глубиной для района в целом.

1.6. ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основная задача гидродинамических исследований нефтегазоносных территорий заключается в установлении величины приведенного пластового давления (напора вод), направления движения, скорости и расхода подземных вод. Наибольшие трудности возникают при изучении гидродинамических условий глубоко погруженных отложений, имеющих сложные фильтрационные характеристики. Это вызывает необходимость изучать распределение проницаемых пород в водоносных горизонтах и комплексах. Прямой метод определения особенностей динамики подземных вод путем закачки индикаторных веществ и прослеживания их распространения для глубоко погруженных горизонтов практически непригоден из-за малой скорости их перемещения. Поэтому часто используют косвенные методы, основанные на изучении пластового давления или напоров подземных вод, изменения давления в зонах ВНК и ГВК, региональной гидрогазогеохимической зональности и т. д. Следует также указать на определенную условность применяемых методов изучения движения подземных вод. Практически не разработаны методы для решения задач по динамике элизионных (седиментогенных) вод, хотя такие попытки неоднократно предпринимались.

1.6.1. ВИДЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ЭЛЕМЕНТЫ ПОТОКА

В гидродинамике обычно различают молекулярный и механический энергомассоперенос подземных вод. Наибольший интерес в нефтегазовой гидрогеологии представляют процессы механического, или фильтрационного, энергомассопереноса.

Фильтрационным потоком обычно называют условный поток, проходящий через всю породу. Реальный поток фильтруется по открытым (сообщающимся) порам и трещинам.

К основным элементам фильтрационного потока относят [25] пьезометрический напор, напорный градиент, линии равных напоров, линии тока, скорость фильтрации и расход потока.

Напор (пьезометрический напор) подземных вод (рис. 15) определяют по формуле $H = p/\gamma + z$, где p — гидростатическое давление в

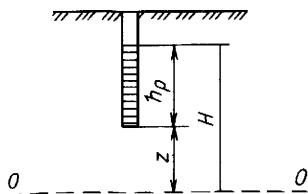


Рис. 15. Схема пьезометрического напора подземных вод

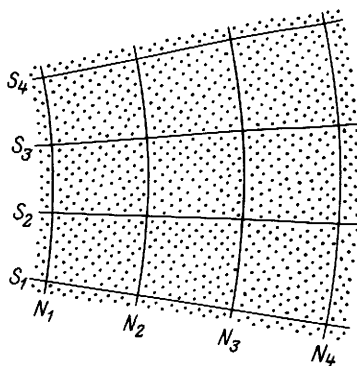


Рис. 16. Гидродинамическая сетка

данной точке потока, γ — плотность воды (отношение ρ/γ , или h_p , представляет собой пьезометрическую высоту, т. е. высоту подъема воды над данной точкой потока под влиянием гидростатического давления p), z — высота данной точки потока над выбранной плоскостью сравнения (0—0).

Гидравлический уклон (напорный градиент) — величина падения напора ΔH на единицу длины ΔL по направлению фильтрации ($\Delta H/\Delta L$). В пределах потока напоры распределены в соответствии с положением пьезометрической поверхности. Поверхность, характеризующаяся во всех точках одинаковыми напорами, называется поверхностью равных напоров. Следы пересечения поверхностей равных напоров являются линиями равных напоров. Их проекции на горизонтальную плоскость называются гидроизопьезами.

Линии токов S пересекают поверхности равных напоров N под прямым углом. Система линий равных напоров и перпендикулярных к ним линий тока образует гидродинамическую сетку (рис. 16).

Направление движения подземных вод определяют по карте приведенных напоров (гидроизопьез) или давлений путем проведения линий тока, перпендикулярных к простиранию гидроизопьез или изобар. Соответственно поток подземных вод будет направлен в сторону падения приведенных напоров или давлений.

Для определения скорости фильтрации и расхода потока обычно используют закон Дарси, отражающий линейную зависимость между скоростью фильтрации и напорным градиентом: $Q/F = v = k\Delta H/\Delta L$, где Q — расход потока; F — площадь поперечного сечения фильтра; v — скорость движения частиц жидкости; k — коэффициент фильтрации, зависящий от проницаемости фильтра; ΔH — потеря напора при фильтрации (перепад напора); L — длина фильтра; $\Delta H/\Delta L$ — напорный градиент.

Поскольку коэффициент фильтрации k прямо пропорционален проницаемости фильтрующей среды (породы) k_p и обратно пропорционален вязкости фильтрующейся жидкости μ , то предыдущее уравнение

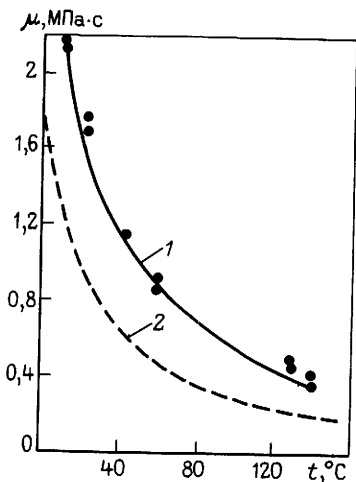


Рис. 17. Зависимость вязкости вод μ от температуры t (по В. Н. Корценштейну, 1976 г.).
Воды: 1 — минерализованные (210 г/л, давление 10 МПа), 2 — пресные (давление 0,1 МПа)

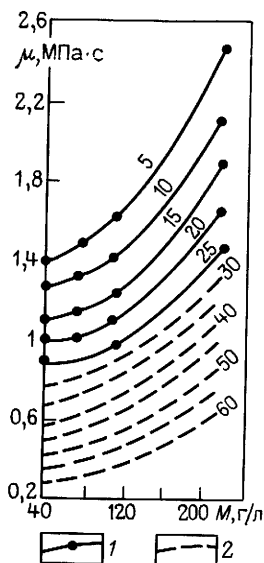


Рис. 18. Зависимость вязкости рассолов μ от содержания в них солей M при разной температуре (шифр кривых, °С: 1 — по данным лабораторных измерений, 2 — по результатам интерполяции)

может быть записано в виде $v = (\kappa_n / \mu) (\Delta H / \Delta L)$. Величину напорного градиента определяют по карте гидроизопьез. Значение κ_n и μ устанавливают по результатам лабораторных исследований. Кроме того, вязкость воды можно определять по графикам (рис. 17, 18).

Скорость фильтрации не равна действительной скорости движения вод, а характеризует лишь фильтрационный поток, приходящийся на весь объем породы. Средняя действительная скорость $u = v/m$, где m — коэффициент эффективной пористости (отношение объема сообщающихся пор к общему объему породы). Эффективную пористость определяют в лабораторных условиях.

Расход потока Q в подземных водах рассчитывают по формуле $Q = tuF$, где F — эффективная площадь поперечного сечения водопроводящих пород.

1.6.2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Применяемые методы оценки особенностей динамики подземных вод глубоко погруженных горизонтов носят приближенный характер. Это обусловлено сложностью строения водонапорных систем нижних этажей нефтегазоносных бассейнов. Тектоническая нарушенность, приво-

дающая к межпластовым перетокам подземных флюидов, разбитость на отдельные разобщенные друг с другом блоки, наличие непроницаемых барьеров, изоляция водовмещающих толщ от основных областей питания и другие факторы часто не позволяют однозначно судить о региональных гидродинамических особенностях

В этом случае особое значение приобретает комплексность применения различных методов, обеспечивающих контроль и достоверность получаемых результатов. Наиболее разработаны для изучения движения подземных вод методы приведенных давлений или напоров, основанные на анализе данных о статических уровнях, давлении или напорах и плотности подземных вод.

Расчет приведенных давлений, или напоров. Сложность изучения характера перемещения вод глубоких горизонтов обусловлена в первую очередь изменчивостью их минерализации (плотности). Поэтому вскрываемые скважинами на разных глубинах исследуемые горизонты различаются по величине плотности воды, и, следовательно, перепад напоров не может однозначно интерпретироваться как проявление динамичности подземных вод. Плотность подземных вод γ , гидростатическое давление p и пьезометрические высоты h связаны друг с другом зависимостью $p = p_0 + \gamma h$, где p_0 — атмосферное давление на поверхности жидкости

Сопоставление напоров вод разной минерализации по площади развития водоносных комплексов и в вертикальном разрезе проводят путем определения приведенных давлений (напоров). Под приведенным напором подземных вод понимают их давление (напор) на условно выбранной единой горизонтальной плоскости сравнения. Исходным материалом для расчета приведенных давлений является положение статических уровней в скважинах.

В связи с тем что глубоко погруженные горизонты находятся в сфере воздействия высоких температуры и давления, а также насыщены растворенными газами, при расчетах приведенных напоров необходимо вводить поправки. Работами В. И. Сергеевич и Т. П. Жузе показано, что с возрастанием давления плотность минерализованных вод увеличивается по линейному закону. В среднем при возрастании давления до 50 МПа плотность воды увеличивается на 2—3%. Средние величины коэффициента сжимаемости (доля уменьшения объема воды при увеличении давления на 0,1 МПа) для слабоминерализованных гидрокарбонатно-натриевых, сульфатно-натриевых и хлоридно-магниевых вод в диапазоне изменения давления до 50 МПа составляют $(3,8—4,5) \times 10^{-6}$ МПа. Для рассольных вод хлоридно-кальциевого типа коэффициент сжимаемости в таком же диапазоне изменения давления меняется в пределах $(2,7—3,8) \cdot 10^{-6}$ МПа. Поправочный коэффициент на сжимаемость вод разного типа в интервале давления до 25 МПа может быть определен графически (рис. 19).

Величины поправок к плотности воды на температурное расширение и сжатие имеют противоположные знаки и могут компенсироваться при температуре более 30—40° С и давлении более 8—12 МПа. Влиянием

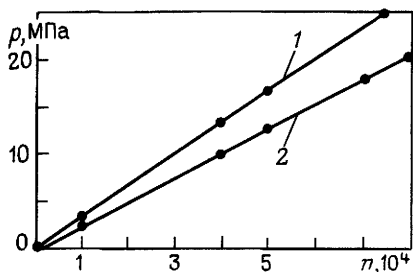


Рис. 19. График для определения поправочного коэффициента на сжимаемость пластовых вод различных типов n при разном давлении. 1 — хлоридно-кальциевые рассолы, 2 — хлоридно-магниевые, сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевые воды

растворенного в воде газа можно пренебречь при низком его содержании (до $1 \text{ м}^3/\text{м}^3$).

Расчет приведенных давлений обычно выполняют по формуле А. И. Силина-Бекчурина:

$$p_{\text{прив}} = p_i + \int_{z_0}^{z_i} \gamma(z) dz,$$

где $p_{\text{прив}}$ — приведенное давление на заданной плоскости сравнения, за которую принимают горизонтальную плоскость на глубине забоя наиболее глубокой скважины, вскрывшей данный водоносный горизонт (комплекс); p_i — гидростатическое давление жидкости на плоскости сравнения z_1 , расположенной гипсометрически выше выбранной плоскости сравнения z_0 ; γ — плотность воды как однозначная функция глубины погружения горизонта (комплекса); $\int_{z_0}^{z_i} \gamma(z) dz$ — статическое давление

гипотетического столба воды между исследуемой точкой z_i и плоскостью сравнения z_0 , т. е. приращение статического напора между этими гипсометрическими уровнями, которое в упрощенном виде можно обозначить Δp .

Существующие методы определения приведенных давлений представляют собой различные варианты решения подынтегрального выражения в исходном уравнении, т. е. способов нахождения приращения статического напора Δp , отражающего высоту столба жидкости между точками замера и общей плоскостью сравнения.

Среди разработанных к настоящему времени методов определения приведенных напоров различают по крайней мере три группы. К первой группе относят методы, в основе которых лежит упрощенный вариант формулы А. И. Силина-Бекчурина:

$$p_{\text{прив}} = p_i + [(\gamma_1 + \gamma_2)/2](z_i - z_0),$$

где γ_1 и γ_2 — плотность воды соответственно в точке замера пластового давления z_1 и на выбранной плоскости сравнения z_0 .

В данном случае априорно предполагается постоянство плотности вод в пласте на горизонтальной плоскости сравнения, а также прямо-

линейная зависимость плотности подземных вод от глубины залегания горизонта (комплекса). Эту группу методов чаще используют в слабоизученных районах или для приближенных оценок. Указанные методы наиболее применимы для горизонтов, насыщенных слабоминерализованными водами, а также горизонтов, в пределах которых плотность воды изменяется незначительно.

Вторая группа методов, связанная с разработками С. С. Бондаренко (1961 г.), И. К. Зерчанинова (1971 г.) и других исследователей, позволяет пренебречь жесткими условиями однозначности и прямолинейности в изменении плотности подземных вод с глубиной залегания водоносного горизонта. Расчет приведенных давлений здесь проводят путем попарного сопоставления напоров соседних скважин по выбранному профилю, последовательно от одной скважины к другой по формуле

$$p_{\text{прив}} = p_i + \frac{\gamma_1 + \gamma_0}{2} (z_1 - z_0) + \frac{\gamma_2 + \gamma_1}{2} (z_2 - z_1) + \dots + \frac{\gamma_i + \gamma_{i-1}}{2} (z_i - z_{i-1}),$$

где i — последовательный ряд скважин на расчетном профиле, p_i — пластовое давление в рассчитываемой скважине i на глубине z_i ; γ_0 — плотность пластовой воды в начальной (нулевой) скважине выбранного профиля на плоскости z_0 ; $\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_{i-1}$ — плотности в последующих скважинах профиля; γ_i — плотность в (конечной) рассчитываемой скважине i , $z_0, z_1, z_2, \dots, z_{i-1}, z_i$ — глубины замера плотности и давления в соответствующих скважинах расчетного профиля.

Аналогичен метод расчета приведенных давлений не по парам, а по тройкам скважин, предложенный Ю. П. Гаттенбергером в 1973 г. В этом случае приведенные давления определяют по формуле, учитывающей нелинейность изменения плотности воды с глубиной в интервале глубин каждой тройки скважин.

Третья группа включает методы, основанные на изучении эмпирической зависимости плотности подземных вод от глубины залегания водоносного горизонта. Кривая такой зависимости чаще описывается уравнением $H = a\gamma^b$, где H — глубина залегания водоносного горизонта; γ — плотность пластовой воды; a — постоянный коэффициент, характеризующий глубину раздела пресных и минерализованных вод данного горизонта; b — постоянный коэффициент, отражающий степень нарастания плотности подземных вод с глубиной погружения горизонта (комплекса). Числовые коэффициенты a и b определены В. В. Ягодиным (1957 г.) на примере девонских отложений Урало-Поволжья путем решения системы двух уравнений, составленных по двум произвольно выбранным точкам на некотором участке кривой.

Другое решение задачи предлагают Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов (1965 г.). На примере нижнекембрийского водоносного комплекса Восточно-Европейской платформы с помощью статистического анализа ими определены цифровые параметры a и b логарифмической кривой корреляционной зависимости плотности подземных вод от глубины залегания комплекса. При этом за общую плоскость сравнения принимается уровень моря, что позволяет выражать приведенные напоры в абсолютных отметках.

Определение наклона поверхности газожидкостных контактов. Данные о форме поверхности ВНК или ГVK могут дать дополнительную информацию о динамике подземных вод. Поверхность ВНК или ГVK характеризуется равным давлением, если вода неподвижна. В случае движения подземных вод контакт залежи смещается. Вертикальное смещение контакта залежи Δh связано с перепадами приведенного давления или напора, которое определяется по формуле В. П. Савченко (1952 г.) и М. Хэбберта (1953 г.): $\Delta h = [\gamma_v / (\gamma_v - \gamma_f)] \Delta H$, где γ_v и γ_f — плотность воды и флюида (нефти или газа); ΔH — перепад приведенных напоров.

Следует отметить, что указанный способ изучения движения подземных вод возможен только для залежей, имеющих свободную гидравлическую связь с водонапорной системой пласта. Не представляется возможным давать заключение по особенностям движения подземных вод в случае запечатанных залежей. Необходимо также учитывать влияние капиллярных сил, приводящих к неравномерному распределению переходной зоны нефть — вода или газ — вода.

Определение региональных гидрогазогеохимических условий. Результаты анализа региональных гидрогазогеохимических карт, построенных для отдельных водоносных комплексов, могут оказаться полезными при выяснении особенностей динамики подземных вод. Например, данные такого анализа могут быть использованы для выяснения общего направления стока подземных вод для водонапорных систем инфильтрационного типа. Обычно в областях современной инфильтрации воды пресные или маломинерализованные сульфатно-натриевого или гидрокарбонатно-натриевого типа, слабо насыщенные газами азотного состава. По мере удаления от областей питания в сторону погружения водоносных комплексов возрастает общая минерализация вод, тип вод через хлоридно-магнийный меняется на хлоридно-кальциевый, водорастворенные газы обогащаются УВ, возрастают газонасыщенность вод и упругость газов, и т. д. На таких картах нередко представляется возможным проследить фронт продвижения инфильтрационных вод.

Особое значение результаты анализа региональных гидрогазогеохимических карт приобретают при установлении зоны встречи подземных вод инфильтрационного и элизионного (седиментационного) потоков, которая на региональных гидрогазогеохимических картах отмечается областью резкого «возмущения» гидрогазогеохимических ингредиентов вследствие изменения физико-химических свойств воды. Нередко к таким зонам приурочены области нефтегазоаккумуляции.

Изучение вертикального движения подземных вод. При исследовании вертикальных перетоков подземных вод используют результаты изучения пластового давления и плотности подземных вод в смежных горизонтах, а также гидрогазогеохимические данные. Если приведенное давление в верхних горизонтах меньше, чем в нижних, то вероятен переток подземных вод из нижних горизонтов в верхние. Если соотношение приведенных давлений обратное, то возможен переток сверху вниз.

Для подтверждения реальности межпластовых перетоков используют результаты гидрогазогеохимических исследований. Так, в случае восхо-

дящих перетоков в верхних горизонтах образуются гидрохимические, газовые и геотермические аномалии. Такие аномалии известны во многих нефтегазоносных бассейнах. С зонами скрытой разгрузки подземных вод нередко связаны месторождения нефти и газа.

1.7. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Геотермия — важный раздел нефтегазовой геологии и гидрогеологии. Возможности применения геотермических материалов для решения задач нефтегазовой геологии и гидрогеологии освещены в работах В. Н. Дахнова и Д. И. Дьяконова, Ф. А. Макаренко, Б. Ф. Маврицкого, Ш. Ф. Мехтиева, А. Х. Мирзаджанзаде, С. А. Алиева, Г. А. Череменского, В. Г. Осадчего, А. И. Лурье, В. Ф. Ерофеева, Н. М. Фролова, П. Ф. Швецова и др.

Формирование теплового поля гидрогеологических бассейнов происходит в результате влияния множества процессов, которые подразделяются на две группы: приводящие к генерации тепла и способствующие перераспределению его в осадочных толщах.

К числу процессов, приводящих к генерации тепла в недрах, относятся эндогенные (радиоактивный распад элементов, превращение механической энергии тектонических движений в тепловую, различного рода экзотермические реакции и др.) и экзогенные (солнечная и космическая радиация). Теоретические и экспериментальные исследования свидетельствуют о преимущественно эндогенном источнике тепловой энергии Земли в результате распада радиоактивных элементов. Под действием радиоактивного распада 2—3 млрд. лет назад на глубине 150—600 км в зависимости от исходных термических параметров (коэффициент теплопроводности, генерация теплового потока и т. д.) в мантии Земли была сформирована расплавленная зона. Дальнейшая эволюция расплавленного слоя привела к формированию современного геотермического поля земной коры.

Основными факторами, способствующими перераспределению тепловой энергии в земной коре, являются тектонический, литологический и гидрогеологический.

Исходным материалом для геотермических построений служат результаты температурных измерений. Значения температуры могут изменяться в широком диапазоне — от отрицательных в районах развития криолитозоны до нескольких сотен градусов в геосинклиналях и вулканических областях. Сезонные климатические колебания температуры оказывают влияние в основном на верхние части разреза, до глубины нейтрального слоя (не более 20—30 м), где температура близка к среднегодовой температуре на земной поверхности.

Закономерное возрастание температуры обычно прослеживается ниже нейтрального слоя. Интервал, в пределах которого наблюдается повышение температуры на один градус, называется геотермичес-

кой ступенью (измеряется в метрах на градус Цельсия). Повышение температуры на единицу длины (обычно на 100 м) называется геотермическим градиентом (измеряется в градусах Цельсия на 100 м). Важным геотермическим параметром является плотность теплового потока, которая определяется как произведение геотермического градиента на теплопроводность. Данные по теплопроводности в настоящее время имеются для всех типов пород и флюидов [36].

Региональное тепловое поле нефтегазоносного бассейна зависит от возраста тектогенеза. Наиболее напряженным геотермическим режимом характеризуются бассейны молодых платформ и геосинклинальных областей, в пределах которых плотность теплового потока и геотермические градиенты в среднем в 2—3 раза выше, чем на щитах и древних платформах. Так, плотность теплового потока составляет, 10^{-6} мВт/м²: в областях докембрийского тектогенеза 0,51 до 1,48 (среднее 0,89), каледонской складчатости 0,68—1,71 (1,11), герцинской 0,6—1,91 (1,28), мезозойской 1—2,21 (1,47), кайнозойской 0,33—3,60 (1,78), в районах кайнозойского вулканизма на континентах от 1,20 до 3,49 (среднее 2,19). По данным Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова и др., средневзвешенная величина плотности теплового потока на континентах равна $1,19 \cdot 10^{-6}$, а для океанов $1,17 \times 10^{-6}$ мВт/м². В. Ли и Г. Макдональд определили средние значения плотности теплового потока для океанов, континентов и Земли в целом соответственно как 1,48, 1,65 и $1,53 \cdot 10^{-6}$ мВт/м². В. Г. Поляком и Я. Б. Смирновым подсчитано, что кондуктивный поток тепла через поверхность континентов равен $7,11 \cdot 10^{12}$ Дж/с. По данным Я. Б. Смирнова, общие теплопотери Земли составляют $(2,52 + 0,25) \cdot 10^{13}$ Дж/с. Установлено также [36], что присутствие в пластах скоплений УВ приводит к повышению плотности теплового потока вне зависимости от возраста складчатости бассейна.

К. Ф. Богородицкий для различных тектонических зон приводит следующие величины геотермического градиента, °С/100 м: древние щиты (Балтийский и Украинский) 0,6—0,9; платформы с докембрийским фундаментом (Восточно-Европейская и Восточно-Сибирская) 1,0—2,5; платформы с палеозойским фундаментом (Западно-Сибирская) 2,5—3,5; тектонические сооружения герцинской и каледонской фаз складчатости 1,5—2 (Урал), 2,5—3,5 (Тянь-Шань), 2—3 (Алтай), 2—2,5 (Саяны); тектонические сооружения альпийской фазы складчатости 2—3,5 (Карпаты), 4—6 (Крым и Кавказ), 3—5 (Копетдаг).

На распределение теплового поля в земной коре оказывает также влияние литологический фактор. По удельному тепловому сопротивлению выделяют теплопроводящие толщи (метаморфические, магматические, карбонатные и галогенные породы) и теплоизолирующие (глины, угли, сухие и газонасыщенные рыхлые породы). Поэтому бассейны с разным литологическим составом пород характеризуются разными геотермическими условиями. Например, регионы, разрезы которых представлены преимущественно породами с высокой теплопроводностью (карбонатные или соленосные толщи), имеют более низкие величины

геотермического градиента, плотности теплового потока и высокую геотермическую ступень.

Роль подземных вод в перераспределении теплового поля заключается в смещении и рассеянии восходящих тепловых потоков при латеральном движении вод от областей инфильтрации к областям разрузки. В результате области инфильтрационного питания бассейнов характеризуются низкой, а области разрузки подземных вод повышенной напряженностью теплового поля. Как считают Н. М. Кругликов и В. И. Лялько, количество тепла, теряемого подземным потоком при движении по пласту, можно с определенной точностью подсчитать. Наибольшие потери (до 25% и более) происходят в зоне активного водообмена. По данным Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова, С. И. Сергиенко и др., региональный вынос тепла подземными водами на территории СССР в удельном выражении составляет $1,6 \cdot 10^{-7}$ мВт/м², в Восточном Предкавказье эта величина равна $1 \cdot 10^{-6}$ мВт/м², а на участках гидротермальных систем Курило-Камчатского региона достигает $0,55 \cdot 10^{-5}$, в Исландии — $1 \cdot 10^{-6}$ и Новой Зеландии — $7,1 \cdot 10^{-6}$ мВт/м².

Окраинные области гидрогеологических бассейнов вследствие инфильтрации атмосферных осадков характеризуются пониженными значениями температуры. Мощность зоны холодных вод сокращается вниз по разрезу и в направлении погруженных внутренних частей бассейнов с одновременным возрастанием температуры. На региональном фоне области локальной и региональной разрузки подземных вод, обычно приуроченных к зонам разрывных нарушений, отмечаются повышенной напряженностью теплового поля. Выявление таких зон, особенно в новых районах, в связи с частой приуроченностью к ним залежей нефти и газа приобретает практическое значение. Повышенной напряженностью теплового режима на региональном фоне отмечаются локальные и более крупные положительные структуры независимо от того, содержатся в их недрах скопления УВ или же отсутствуют. Формирование этих аномалий обычно объясняется тепловой анизотропией пород и дополнительным переносом тепла к сводам антиклинальных структур из синклинальных прогибов или же движением флюидов по разломам из нижележащих горизонтов в вышележащие.

Повышенная напряженность теплового поля на региональном фоне отмечается в отложениях, перекрывающих соляные купола, поднятия магматических, метаморфических, карбонатных и других пород, обладающих низким тепловым сопротивлением.

Известны положительные тепловые аномалии, отмечаемые только в верхних частях осадочного чехла, обусловленные геохимическими реакциями (окисление ОВ, сульфидов и др.), подводом горячего флюида тектоническим нарушениям и т. д. Примером аномалии, связанной с окислением ОВ, может служить гора Янгтау в Башкирской АССР, где, по мнению Г. Ф. Пилипенко, окислению подвергаются битуминозные мергели с содержанием ОВ 12—14%. Максимальная температура здесь на глубине 80 м составила 400° С. В. Ф. Ерофеевым (1973 г.)

описаны тепловые аномалии в Косьвинско-Чусовской седловине, где на Истокской структуре с глубины 100—150 м наблюдался выход промысловой жидкости с температурой до 50° С, и в Предуральском прогибе (Урминская и Сюмсинская площади и др.). Пониженная напряженность теплового поля наблюдается в некоторых газоносных структурах вследствие адиабатического эффекта при миграции газа.

Ниже приведены наиболее высокие температуры, замеренные в глубоких скважинах.

Скважины	Глубина, м	Температура, °С
Шебелинская (около г. Харькова)	4207	143
Галюгаевская (под г. Моздок)	5320	190
Медведовская (около г. Майкопа)	6319	223
Минибаевская в Татарии (кристаллический фундамент)	4700	90
Кольская опорная (фундамент)	12 000	200
Берта-Роджерс-1 (США)	9588	242

Температурные условия существенно влияют на характеристики пластовых вод, нефтей и газов. В первую очередь это относится к изменению плотности и вязкости воды, растворимости газов в водах и нефтях, плотности нефтей и т. д.

Плотность подземных вод, входящих во многие формулы гидрогеологических расчетов, снижается с ростом температуры. В некоторых случаях тепловое влияние настолько сильно, что плотность высокоминерализованных вод и рассолов нередко приближается к плотности дистиллированной воды. Особенно сильно на плотность подземных вод температура влияет в диапазоне от 50 до 250° С (рис. 20).

Температура существенно влияет и на величину упругости водорастворенных газов. При этом различают два интервала: от 0 до 80—90° С — возрастание температуры сопровождается увеличением упругости, от 90 до 175° С — намечается падение упругости газа по мере

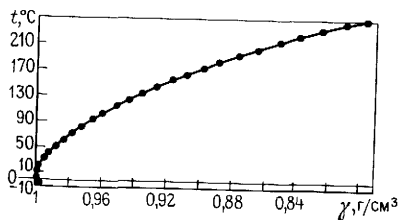


Рис. 20. Зависимость плотности дистиллированной воды γ от температуры t

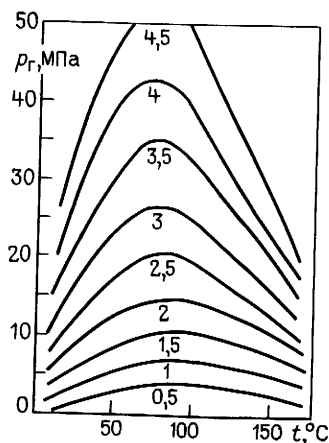


Рис. 21. Зависимость упругости водорастворенного метана p_g от температуры t при разном факторе (шифр кривых, л/л) (по экспериментальным данным О. Кальберсона и И. Мак-Кетта)

роста температуры (рис. 21). При температуре 374,1° С (критическая) вода существует в породах в виде водяного газа.

Температурные условия оказывают также заметное влияние на свойства нефти и газа. С повышением температуры (в условиях постоянного давления) уменьшаются плотность и вязкость нефти, увеличивается ее растворимость в воде и газах. С возрастанием температуры происходят изменения в углеводородном составе нефти (метанизация нефти). При высокой температуре (более 300° С) начинается деструкция нефти (газификация). С увеличением температуры в условиях небольшого давления возрастает вязкость газов, уменьшается растворимость их в нефти.

1.8. МЕТОДЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеогидрогеология занимается реконструкцией гидрогеологических условий в прошлые геологические эпохи с целью выяснения роли древних подземных вод в образовании различных полезных ископаемых и формировании их скоплений, а в последующем и в сохранении (или разрушении) последних. В развитие палеогидрогеологии важный вклад внесли П. Н. Чирвинский, К. И. Маков, Б. Ф. Маврицкий, Г. В. Богомолов, М. А. Гатальский, А. А. Карцев, С. Б. Вагин, Е. А. Басков, Я. А. Ходжакулиев, Е. В. Пиннекер, И. К. Гавич, В. А. Кудряков, В. В. Колодий, Л. А. Абукова и др.

Применительно к проблеме поисков нефти и газа палеогидрогеология решает следующие задачи:

периодизация гидрогеологической истории с целью выделения гидрогеологических циклов и этапов;

количественная оценка масштабов седиментационного (элизионного) и инфильтрационного водообменов, изменения их соотношения в течение геологической истории;

изучение генезиса и возраста подземных вод;

изучение горных (поровых) растворов, отжатых из кернов при высоком давлении, с целью выяснения гидрогеологических аспектов генезиса нефти и газа;

реконструкция палеотемпературных условий в различные периоды гидрогеологической истории (в результате этого возможно определение изменения во времени гипсометрического положения и регионального распространения оптимальных для нефте- и газообразования температурных зон, продолжительности их существования и времени образования УВ);

восстановление палеогидрохимических условий с целью определения гидрохимической среды накопления и преобразования ОВ;

изучение эволюции газового режима подземных вод, количественного и качественного состава водорастворенных газов с целью подсчета их количества за гидрогеологическую историю;

восстановление палеогидродинамических условий: установление зон открытой или скрытой разгрузки, положения областей создания напора (питания) и путей миграции, районов преимущественного распространения элизионного и инфильтрационного гидродинамических режимов; выявление количественных палеогидрогеологических показателей нефтегазонасыщенности с целью оконтуривания территорий с различными нефтегазогенерирующими и нефтегазоаккумулирующими возможностями и оценкой их перспектив.

Периодизация гидрогеологической истории. В истории бассейна подземных вод или отдельных его элементов принято выделять гидрогеологические циклы. Под гидрогеологическим циклом, по А. А. Карцеву и С. Б. Вагину, следует понимать отрезок гидрогеологической истории, начинающийся с трансгрессии, осадконакопления и образования седиментогенных (элизионных) вод, включающий этапы последующей регрессии, денудации и инфильтрации и заканчивающийся новой трансгрессией. Различают современные и древние гидрогеологические циклы, а следовательно, современную и древнюю инфильтрацию.

Каждый гидрогеологический цикл, в свою очередь, подразделяется на элизионный (седиментационный) и инфильтрационный этапы. Термин «седиментационный» справедлив лишь для указанных этапов первого гидрогеологического цикла, когда происходит накопление отложений водоносного комплекса. Для последующих же циклов гидрогеологической истории водоносного комплекса эти этапы правильнее называть элизионными, так как в течение их происходит отжатие вод, захваченных осадками при седиментации.

Элизионный этап начинается с тектонического погружения и трансгрессии моря, когда происходит накопление осадков (формирование водоносных комплексов) и седиментогенных вод. Элизионный этап прекращается, когда на значительной части или на всей территории, занятой седиментационным бассейном, отрицательный знак колебательных движений сменяется на положительный — происходят поднятие, регрессия моря и денудация водоносных пород. С этого момента наступает вторая часть гидрогеологического цикла — инфильтрационный этап. В течение этого этапа в водоносный комплекс поступают инфильтрогенные воды. Они постепенно вытесняют и замещают воды седиментационного генезиса. Масштабы такого замещения зависят от геологического строения гидрогеологического бассейна, продолжительности инфильтрационного этапа и интенсивности инфильтрации. Инфильтрационный этап заканчивается, когда при новом тектоническом погружении море перекрывает наземные выходы водоносных пород и начинается накопление более молодых отложений, а также исчезает возможность активной инфильтрации (в отдельных местах может происходить в ограниченном объеме инфильтрация морских вод). На этом гидрогеологический цикл завершается и начинается новый.

В течение элизионного этапа нового гидрогеологического цикла вновь накапливаются седиментогенные воды, но уже в более молодых отложениях. В породах, образовавшихся в течение предыдущего цикла,

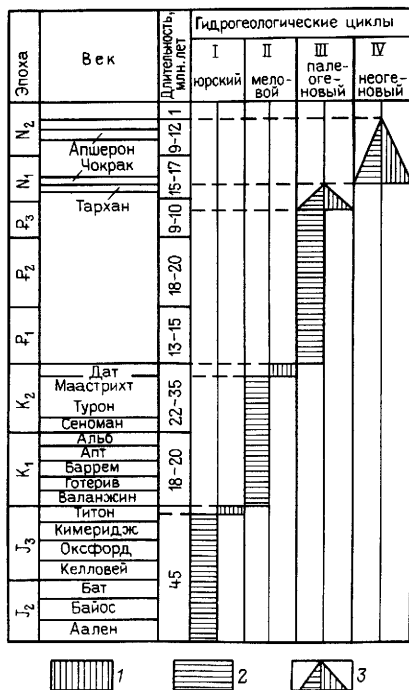
происходит перераспределение вод, продолжается отжатие древних седиментогенных вод из глин в породы-приемники.

Периодизацию гидрогеологической истории проводят на основе анализа палеогеографических и палеотектонических условий, литолого-стратиграфической характеристики и тектонического строения структурных элементов. Примером расчленения гидрогеологической истории на циклы и этапы может служить схема гидрогеологических циклов Каракумского бассейна (рис. 22).

Количественная оценка масштабов водообмена. Каждому конкретному этапу (элизионному и инфильтрационному) гидрогеологического цикла присущ свой характер водообмена. Весьма важна количественная оценка водообмена для определения масштабов нефтегазообразования и нефтегазонакопления, а также гидрогеологических условий сохранения в прошлом залежей УВ. С этой целью А. А. Қарцевым и С. Б. Вагиным введены условные показатели интенсивности элизионного (ПИЭВ) и инфильтрационного (ПИИВ) водообмена: $ПИЭВ = V_r \Delta m_r / (V_n m_n)$, $ПИИВ = F u \tau / (V_n m_n)$, где V_r — объем глин данного водоносного комплекса (реконструируется в соответствии с характером уплотнения их с глубиной и с учетом современной мощности); Δm_r — изменение пористости глин за изучаемый отрезок геологического времени, V_n — объем песчаных коллекторов данного водоносного комплекса; m_n — пористость песчаников данного водоносного комплекса ко времени расчета (находят по количественным зависимостям пористости песчаников во времени); F — поперечное сечение древнего подземного потока; u — средняя скорость потока подземных вод, взятая по аналогии с таковой для сходных современных бассейнов (для горных зон создания напора 1—10 м/год, предгорных бассейнов с горными зонами создания напора 0,1—1 м/год, бассейнов платформенных равнинных или предгорных с холмисто-равнинными зонами создания напора 0,01—0,1 м/год); τ — длительность инфильтрационного этапа (по данным геохронологии).

Очевидно, что значения ПИЭВ будут тем выше, чем интенсивнее на элизионных этапах гидрогеоло-

Рис. 22. Схема гидрогеологических циклов Каракумского бассейна. Этапы 1 — седиментационный (элизионный), 2 — инфильтрационный, 3 — седиментационный (элизионный) и инфильтрационный, продолжающиеся на части территории



гических циклов шли процессы отжатия седиментогенных вод и чем на большей территории они были развиты. Для юрского водоносного комплекса Каракумского бассейна ПИЭВ седиментационного этапа одноименного гидрогеологического цикла в пределах зон нефтегазообразования, расположенных на прогнутых тектонических элементах (Мургабская впадина, Предкопетдагский прогиб и др.), составляет 0,36. Это примерно в два раза превышает значения ПИЭВ зон нефтегазоаккумуляции, приуроченных к крупным приподнятым тектоническим структурам (Центрально-каракумский свод, Чарджоуская и Бухарская ступени и др.).

Значения ПИИВ возрастают в тех частях и секциях разреза, где в течение геологической истории создавались благоприятные условия промывания территории инфильтрационными водами и, следовательно, разрушения уже сформированных скоплений УВ. Для современного инфильтрационного этапа фронт распространения инфильтрационных вод может быть зафиксирован по значениям ПИИВ меньше 1.

Изучение генезиса и возраста подземных вод. При палеогидрогеологических реконструкциях серьезное внимание уделяется установлению генезиса и возраста подземных вод. В настоящее время наиболее надежным методом в этом отношении является анализ изотопного состава подземных вод, подробно рассмотренный в работах М. Г. Тарасова, Ю. Б. Селецкого, Ф. А. Алексеева, В. Е. Ветштейна и др., которые показали, что информативны при изучении генезиса вод изотопы ^{18}O , ^{16}O , ^1H , D , а также их соотношения $\text{D}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Так, на основе изучения изотопного состава вод Предкавказья М. Г. Тарасов приходит к выводу, что каждому типу подземных вод (метеорным, ювенильным, литассогенным, литогенным) присущ свой характер количественных зависимостей содержания в подземных водах изотопов. Например, по мере разбавления метеорных вод литассогенными возрастают концентрации изотопов D и ^{18}O , а литогенным водам свойственны низкие концентрации D и высокие — ^{18}O .

Достаточно часто при определении генезиса вод используют так называемые генетические коэффициенты $r\text{Na}/r\text{Cl}$, Cl/Br . Значения $r\text{Na}/r\text{Cl} < 0,87$, по мнению А. А. Карцева, в большей степени типичны для вод морского генезиса и $r\text{Na}/r\text{Cl} > 0,87$ — инфильтрационного. Коэффициент Cl/Br в качестве диагностического предложен А. П. Виноградовым. Как известно, хлор и бром — близкие по физико-химическим свойствам элементы, находящиеся в парагенетической связи. В то же время соли хлора и брома обладают неодинаковой растворимостью и при кристаллизации выпадают отдельно, что важно при установлении генезиса вод. Воды относят к инфильтрационным, если $\text{Cl}/\text{Br} > 300$, и к седиментогенным, если $\text{Cl}/\text{Br} < 300$. На величины обоих коэффициентов могут оказывать влияние и другие факторы. Например, значения коэффициентов могут аномально повышаться в районах развития соленосных отложений вследствие их выщелачивания, коэффициент Cl/Br может также понижаться в результате поступления в воды биогенного брома из ОВ.

Методы расчета абсолютного возраста подземных вод по соотноше-

нию содержания в них гелия и аргона были предложены В. П. Савченко и А. А. Козловым. Результаты апробации показали, что их использование дает лишь приближенные результаты.

Изучение горных растворов. Горные растворы — это связанные воды водоупорных и проницаемых пород, а также защемленные свободные воды, которые сингенетичны содержащим их породам и сохранили первоначальный химический состав или мало изменились во времени.

Горные растворы, находящиеся в породах с разным генезисом, и разного литологического состава, при определенных нагрузках вышезалегающих толщ, перепадах давления и температуры принимают участие в водном балансе различных зон осадочного чехла и миграции элементов, а также в других геологических процессах. Поэтому всестороннее изучение их имеет важное научное и практическое значение. Так, горные растворы глинистых пород отражают условия первичного осадконакопления, что может быть использовано при составлении палеогидрохимических карт. Качественная и количественная оценка органической составляющей горных растворов поможет выявить новые аспекты нефтегазообразования, а именно гидрогеологические.

Горные растворы получают центрифугированием, замещением жидкостями и отпрессованием. Широко используют метод отпрессования, с помощью которого можно выделять растворы из горных пород с естественной влажностью. В специальных лабораториях растворы отжимают на гидравлических прессах ПСУ-250, ПСУ-125 и ПСУ-50. В. Ф. Симоненко с сотрудниками (1980 г.) создана установка для моделирования глубинных процессов, которая надежно обеспечивает отжатие горных растворов. Методика отбора образцов пород и химического анализа отжатых горных растворов детально изложена в работах Г. В. Богомолова, Л. И. Матвеевой, М. Ф. Козлова, Я. А. Ходжакулиева, М. И. Субботы, О. П. Абрамовой и др.

Реконструкция палеотемпературных условий. Палеотемпературные построения базируются на исследованиях в двух направлениях. К первому направлению относятся определения палеотемператур по геохимическим, минералогическим, физико-химическим изменениям в горных породах — методы так называемой геологической термометрии. Широкое применение получил метод восстановления палеотемператур, основанный на использовании зависимости между показателем отражения витринита и пластовой температурой. Исследованиями И. И. Аммосова, В. С. Вышемирского, М. Ф. Двади и других установлено, что наиболее чувствительно на температурные условия реагирует рассеянное угольное вещество пород.

Среди методов другого направления, основанных на изучении плотности теплового потока и тепловых свойств пород, выделяют два, получивших наибольшее распространение, — методы Ю. А. Таранухи и А. М. Никанорова (1968 г.) и В. Ф. Борзасекова и Я. А. Ходжакулиева (1972 г.). Последние авторы учитывают помимо собственно геотермических параметров пластовых систем палеоклиматические условия и

законы уплотнения глинистых частей разреза. Расчет палеотемпературы T_H на глубину H при n -слойной толще на рассматриваемый период предлагается проводить по формуле

$$T_H^i = t_{cp} + \sum_{k=1}^{k=n} \Gamma_k^i h_k^i,$$

где t_{cp} — средняя годовая температура воздуха на рассматриваемый период (по данным палеоклиматологии); h_k^i — мощность стратиграфического комплекса на рассматриваемый период; Γ_k^i — геотермический градиент стратиграфического комплекса на рассматриваемый период; H — глубина залегания расчетной поверхности на рассматриваемый период.

На построенных по этой методике палеотемпературных разрезах можно проследить температурные условия наиболее важных в отношении нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции этапов истории бассейна (рис. 23).

Восстановление палеогидрохимических условий. На первых порах развития палеогидрогеологии С. Я. Шагаянцем, К. В. Филатовым, Б. Ф. Маврицким, И. С. Грамбергом и др. предпринимались отдельные попытки восстановления характера изменения химизма подземных вод во времени. Количественную оценку эволюции химического состава подземных вод позволяет осуществить методика, разработанная Г. П. Волобуевым и А. М. Никаноровым (1971 г.), которые исследуют изменение химического состава подземных вод в связи с природными параметрами (глубина погружения пород и геологическое время), а не с доминирующими геологическими процессами (диффузия, гравитационное пере-

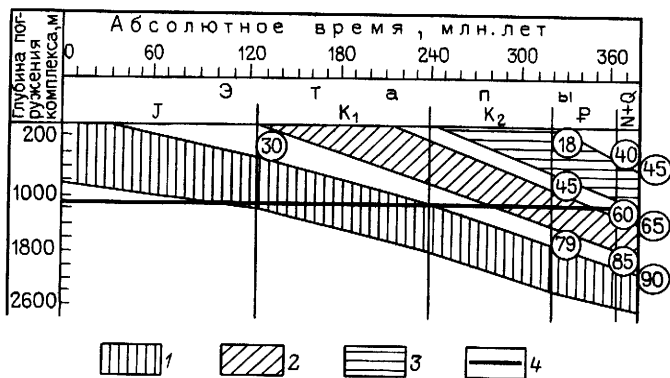


Рис. 23 Схема поэтапного прохождения основных водоносных комплексов Дарьялык-Дауданского прогиба, Центральнокаракумского свода и Бахардокской моноклинали через оптимальную для процессов нефтегазообразования температурную зону (60—150°С)

Водоносные комплексы 1 — юрский, 2 — неомок аптский, 3 — альб сеноманский, 4 — верхняя граница (60°С) выделенной зоны
Цифры в кружках — палеотемпература по кровле комплексов на соответствующий период времени, °С

распределение, осмотический эффект, выщелачивание, катионный обмен и др.).

Л. А. Абуковой (1979 г.) для областей платформенного типа разработана методика палеогидрохимических реконструкций на основании учета факторов, определяющих исходный состав вод (литолого-фациального, палеогеографического) и контролирующих изменение химического состава после их захоронения (температуры, давления, гидродинамики). Первую группу факторов и гидродинамический режим, существовавший в течение геологической истории, используют для районирования территории и разреза с целью выделения геологических тел, характеризующихся однородными литолого-фациальными, палеогеографическими условиями и одинаковыми условиями создания напора (главным образом, инфильтрационного), что определяет общий исходный состав подземных вод. Основанием для выделения расчетных объемов служат серии палеотектонических, палеогеографических, палеогидродинамических карт, сведения о палеоклимате изучаемой территории и карты современной гидродинамики.

Последующая процедура палеогидрохимических реконструкций сводится к расчету (с применением ЭВМ) уравнений вида $M = f(T, p)$ и $I = f(M)$ (где M — минерализация подземных вод, I — содержание i -го компонента подземных вод), интерпретация которых применительно к задачам палеогидрохимического анализа позволяет получить и количественные, и качественные изменения химического состава подземных вод во времени (рис. 24).

Экстраполяция выявленных зависимостей в ретроспективном плане оправдана по следующим соображениям.

1. Современный химический состав подземных вод — лишь фрагментарное состояние единого геологического процесса, не прерывающегося в течение всей истории развития бассейна.

2. Современный химический состав подземных вод бассейнов платформенного типа обусловлен теми же факторами и той же степенью воздействия каждого из них, как и в предшествующие геологические эпохи, что в свою очередь предопределено:

а) относительным постоянством во времени границ водоносных комплексов и расположения областей создания напора;

б) унаследованностью палеотектонических режимов;

в) относительным постоянством теплового потока в осадочном чехле в течение всей истории его развития.

Рекомендуется использовать значения палеотемператур, рассчитанные по методу В. Ф. Борзасекова, Я. А. Ходжакулиева, и, таким образом, при определении палеоминерализации подземных вод будут учтены: истинная глубина погружения исследуемых водоносных комплексов, время, соответствующее погружению слагающих пород на данную глубину, значения палеотемпературных градиентов осадочных толщ, палеоклиматические условия на расчетные периоды времени, т. е. те факторы, которым различные исследователи отводят определенную роль в формировании химического состава подземных вод.

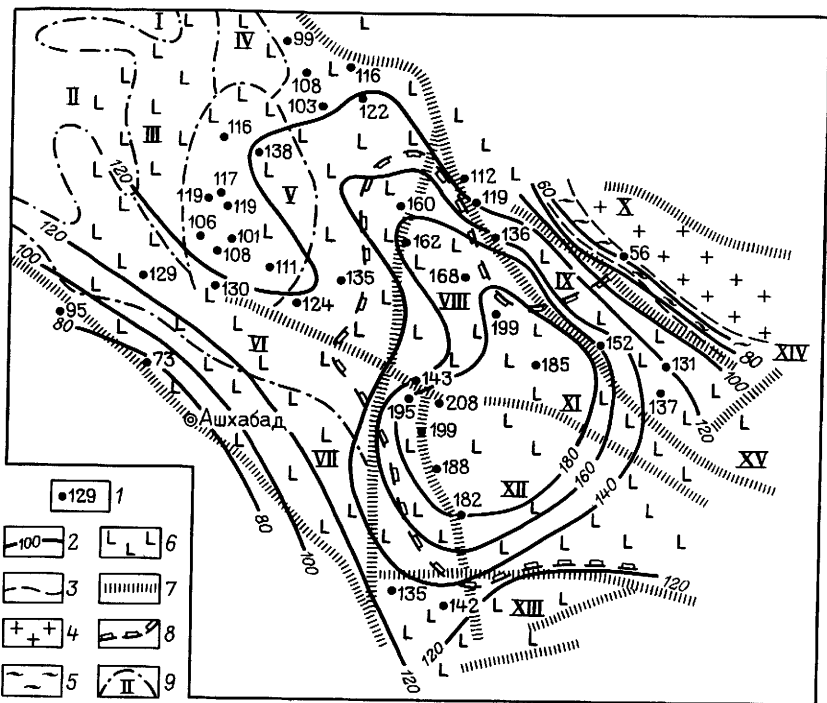


Рис. 24 Схематическая палеогеохимическая карта неокон-аптского водоносного комплекса (аптский горизонт) Каракумского бассейна к концу эллизионного этапа палеогенового цикла

1 — разведочные площади (цифры — палеоинтерминерализация, г/л), 2 — изомеры, г/л 3 — границы зон распространения вод различного химического состава (типы вод по В. А. Сулину) 4 — гидрокарбонатно натриевый, 5 — сульфатно натриевый, 6 — хлоридно-кальциевый, 7 — основные тектонические нарушения, 8 — границы распространения верхнеюрских соленосных образований, 9 — современные геоструктурные элементы I — Южно-Мангышлакско Устюртская зона поднятий, II — Туаркырская зона поднятий, III — Верхнеустьюртская зона поднятий, IV — Дарьяльск-Давиданский прогиб, V — Центральнокаракумский свод, VI — Бахарлоуский прогиб, VII — Предколетдагский краевой прогиб, VIII — Заунгузская впадина, IX — Чарджоуская ступень, X — Бухарская ступень, XI — Репетек-Кельфская зона поднятий, XII — Мургабская впадина, XIII — Бадхыз Карабильская зона поднятий, XIV — Бешкентский прогиб, XV — мегантиклиналь Юго Западного Гиссара

Изучение эволюции газового режима подземных вод. Для оценки палеогазонасыщенности вод исследуются газопо-жидкие включения в минералах и анализируется биогенный азот в составе растворенного газа. На наличии определенной связи газонасыщенности с пластовой температурой основан предложенный Ю. А. Спеваком методический прием восстановления палеогазонасыщенности подземных вод в прошлые этапы геологической истории. Для реконструкции количественных и качественных характеристик газовой составляющей подземных вод большое значение имеет учет изменения состава подземных вод с возрастом водовмещающих пород: с увеличением возраста бассейнов в составе газа повышается роль тяжелых УВ и азота, а также концент-

рация редких газов в подземных водах. В общем случае молодые бассейны характеризуются высокой насыщенностью вод газами преимущественно метанового состава. Ценными для установления газового состава вод в прошлые геологические эпохи являются находки травертинов, сульфидных соединений, различных озокеритов и других захороненных следов, связанных с деятельностью природных газов.

Я. А. Ходжакулиев, Л. А. Абукова (1981, 1985 гг.) предприняли попытку реконструкции палеогазонасыщенности подземных вод на основе следующих положений:

исходный качественный и количественный состав газов подземных вод находится в прямой зависимости от литолого-фациальных, биологических и гидрохимических условий среды и времени захоронения ОВ;

состав и количество водорастворенных газов на различные периоды геологической истории во многом контролируются температурой, давлением, а также минерализацией и солевым составом подземных вод,

любые изменения термодинамических и гидрохимических условий влекут за собой перестройку газогидрохимического поля изучаемой территории, в частности при восходящих движениях, сопряженных с резким ослаблением термобарических условий, водорастворенные газы выделяются в свободную фазу.

Практически метод реализован с помощью аппарата математической статистики (множественная регрессия), позволяющего получить эмпирическую зависимость вида $V=f(M, T, p)$, где V, M, T, p — соответственно газонасыщенность, минерализация, температура подземных вод и геостатическое давление кровли данного водоносного комплекса на расчетный период времени.

Восстановление палеогидродинамических условий. Обоснование путей миграции углеводородных флюидов невозможно без применения одного из основных направлений палеогидрогеологии — палеогидродинамики, позволяющей с количественной стороны оценить региональные и вертикальные перемещения во времени подземных вод, а вместе с ними и УВ.

На элизионных этапах движение вод обусловлено уплотнением осадков. По мере роста геостатической нагрузки вышележащих пород происходят уплотнение глин и отжатие содержащихся в них седиментогенных вод, которые попадают в породы-коллекторы. Движение элизионных (отжатых) вод в коллекторах обусловлено разностью геостатической нагрузки в областях максимальных прогибаний и поднятий. Прогибы рассматриваются как области создания напора (питания), а поднятия — как очаги разгрузки. На инфильтрационных этапах развития бассейнов движение вод зависит от гипсометрического положения выходов коренных пород на дневную поверхность и масштабов инфильтрации. Зоны нефтегазообразования генетически связаны с областями развития элизионного гидродинамического режима, приуроченными, как правило, к территориям стабильного погру-

жения, где активно развиваются процессы отжатия обогатенных ОВ седиментационных вод из глинистых водоупоров в проницаемые породы.

Известны различные методические приемы восстановления палеогидродинамических условий нефтегазоносных бассейнов. В целом возможно выделение двух основных методов. Первый, разработанный А. А. Карцевым, С. Б. Вагиным, Я. А. Ходжакулиевым и примененный ими на территориях Предкавказья и Средней Азии, базируется на анализе изменения мощности отложений водоносных комплексов и перекрывающих их водоупоров по площади с установлением необходимых при этом параметров водонапорной системы (количество отжатых вод, коллекторские свойства водовмещающих пород, абсолютная разница в мощности отложений и т. п.). Методические отличия построения предлагаемых палеогидродинамических схем от обычных карт изопахит заключаются в том, что для характеристики каждого последующего этапа наращивается мощность покрывающих отложений. Такой подход к построениям дает возможность судить о том, сохраняются ли на новом этапе развития прежние гидродинамические условия.

Ф. П. Самсоновым, Ю. М. Качаловым и Г. П. Якобсоном предложена методика количественной оценки палеогидродинамической обстановки. Основываясь на представлении о непрерывности осадконакопления, а следовательно, и о неустановившемся характере движения подземных вод на элизионных этапах развития водоносных комплексов, эти авторы для вычисления пьезонапоров (палеоуровней) использовали уравнение Г. Н. Каменского для неустановившегося движения вод в конечных разностях, преобразовав его применительно к напорному потоку для условий элизионного водообмена.

Второе направление объединяет работы, в которых механизм формирования палеогидродинамического режима количественно описывается методами аналогового моделирования. При этом группа используемых факторов наряду с зависимостями, положенными в основу вышерассмотренного приема, значительно расширяется за счет учета областей создания напоров и возможного инфильтрационного питания, очагов разгрузки подземных вод, глубин и условий залегания, распространения водоносных и водоупорных комплексов, участков возможной гидравлической связи водоносных горизонтов с морем, изменения внешних и внутренних границ исследуемых водоносных комплексов, которые имели место на протяжении геологической истории развития системы в целом.

Моделирование палеогидродинамической истории формирования водонапорной системы должно рассматриваться как последовательное динамическое развитие образующих ее водоносных и относительно водоупорных комплексов. По И. К. Гавич, В. Б. Адилову, А. М. Овчинникову процесс моделирования (с применением ЭВМ) должен включать:

анализ и восстановление истории образования и развития внешних и внутренних границ комплексов и действовавших на них гра-

нических условий (строят серии карт древних областей питания и создания напоров, карт древних очагов разгрузки);

анализ условий формирования пьезометрических напоров водоносных комплексов в течение истории их развития (строят серии графиков и карт палеограничных условий, карт литолого-фациального строения и относительной проводимости комплексов, сводных расчетных схем);

выявление основных факторов, формирующих динамику подземных вод, и получение количественных показателей, характеризующих ее изменение при развитии водонапорной системы в целом (по результатам моделирования строят серии карт палеоизопьез для основных водоносных комплексов бассейна);

выяснение основных закономерностей динамики подземных вод и образования месторождений некоторых полезных ископаемых, и в частности нефти и газа.

1.9. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗРУШЕНИИ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Ведущая роль подземных вод в процессах миграции УВ и формирования их залежей признается большинством исследователей. Еще в первых работах М. Менна (1913 г.), Дж. Рича (1921, 1923 гг.) и других исследователей были изложены представления об образовании залежей УВ в результате выделения газов из подземных вод и всплытия капелек нефти. В последнее время изучением гидрогеологических условий формирования залежей нефти и газа занимались многие исследователи. Наиболее полно изучены вопросы миграции и гидрогеологические условия формирования залежей газа.

1.9.1. УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Изучением вопросов миграции углеводородных газов и нефти занимались многие советские и зарубежные исследователи: В. А. Соколов, И. О. Брод, В. П. Савченко, И. В. Высоцкий, М. Ф. Двали, С. Г. Неручев, С. П. Максимов, Н. А. Еременко, А. Э. Конторович, А. А. Карцев, А. Леворсен, М. Маскет, В. Гассоу, Б. Тиссо, Д. Вельте, Дж. Хант и др. Известны различные классификации процессов миграции нефти и газа. Выделяют миграцию вертикальную и латеральную, или пластовую, первичную и вторичную. Под первичной миграцией понимают перемещение нефти и газа из нефтегазоматеринских (преимущественно из слабопроницаемых, тонкодисперсных) пород в прилегающие коллекторы, а под вторичной — перемещение нефти и газа по коллекторским пластам с последующим образованием их залежей.

Проблема первичной миграции (эмиграции) УВ из нефтегазоматеринских, преимущественно глинистых толщ, является наиболее сложной в общей проблеме генезиса УВ и формирования их скоплений. Мно-

гие исследователи миграцию УВ связывают с подземными водами. Реальность водной формы миграции УВ становится особенно ясной, если учесть, что нефть, газ и глубинные подземные воды — неизбежные продукты литогенеза, общего процесса, при котором происходит дифференциация твердой и жидкой (флюидной) фаз [16].

Здесь важно иметь в виду два обстоятельства: первое — на каждой стадии литогенеза генерируется определенная ассоциация УВ и формируются (рождаются) определенного типа подземные воды; второе — в процессе литогенеза эмиграция нефти, газа и воды протекает синхронно, на что указывает однотипность изменения пористости глин и песчано-алевритовых пород и содержания в них битумоидов с глубиной (рис. 25).

Представляется возможным выделить три крупных этапа дифференциации твердой и жидкой фаз.

Первый этап приурочен к стадии диагенеза и раннего протокатагенеза к интервалу глубин до 1200—1500 м. На этом этапе генерируются биохимические газы, а из осадков удаляются воды, унаследованные от бассейна седиментации, с глубиной возрастает роль физически и химически связанных вод. Совместно с отжимаемыми водами в водорастворенном состоянии эмигрируют значительные объемы углеводородных газов. Однако благодаря малой газоёмкости вод и интенсивной генерации газов возможна их свободная миграция.

Второй этап приходится на интервал позднего протокатагенеза и мезокатагенеза, когда генерируются жирные газы и нефти и удаляются физически и химически связанные воды. Повышенная и высокая температура, большое внутрипоровое давление и особые свойства

этих вод способствуют выносу больших масс жидких УВ, жирных и сухих газов в виде водных растворов. Кроме истинных растворов важную роль в эмиграции УВ на этом этапе играют газоконденсатные растворы, эмульсии нефти в воде.

Третий этап дифференциации твердой и жидкой фаз приходится на стадии позднего мезокатагенеза и апокатагенеза, когда идет генерация сухого метанового газа, а из пород удаляются химически связанные воды; в составе газов с глубиной возрастает доля углекислоты. Наличие пресных литогенных вод, высоких температуры

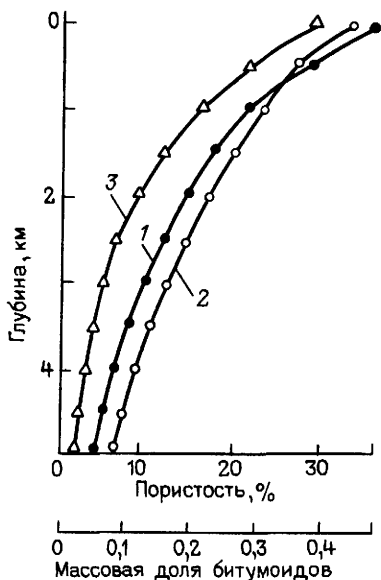


Рис. 25. Изменение пористости пород и содержания битумоидов с глубиной (по А. А. Кузьмину, В. К. Солодкову, 1976 г.). Пористость пород 1 — глинистых, 2 — песчано-алевритовых, 3 — содержание битумоидов

и давления способствует выносу УВ в виде истинных водных растворов. Однако объем литогенных вод незначителен, и определенная часть газа эмигрирует в свободном состоянии.

Миграции УВ в водорастворенном состоянии. Возможность водной эмиграции углеводородных газов определяется их хорошей растворимостью. Экспериментально установлен широкий диапазон изменения растворимости природных газов в зависимости от минерализации, температуры и давления. Так, растворимость метана в дистиллированной воде изменяется от $0,05 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при давлении 1 МПа и нулевой температуре до $50,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при давлении 188,8 МПа и 280°С и до $135,2 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при 354°С и том же давлении. Минерализация значительно снижает растворимость углеводородных газов: при 250°С , давлении 107,8 МПа и минерализации 280 г/л растворимость метана снижается до $6,5 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Фактическая газонасыщенность подземных вод нефтегазоносных бассейнов изменяется в широких пределах. Хорошо изучена газонасыщенность подземных вод до глубин 3—4 км, где она обычно составляет $1—5 \text{ м}^3/\text{м}^3$, реже более. С глубиной возрастают температура и давление и, следовательно, увеличивается газоемкость подземных вод. Минерализация снижает растворимость газов, однако с глубин 3—4 км и менее появляются маломинерализованные щелочные воды, что резко сказывается на газоемкости вод. Особенно высокой газонасыщенностью характеризуются подземные воды зон АВПД с низкой минерализацией. Так, по данным Р. М. Новосилецкого (1982 г.) в зоне АВПД Керченского полуострова средняя газонасыщенность до глубин 3000 м составила $5 \text{ м}^3/\text{м}^3$, в интервале 3000—4000 м $7 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а на глубинах 4000—5000 м до $19 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Газосодержание здесь в отдельных скважинах равнялось $25—45 \text{ м}^3/\text{м}^3$ (площади Горностаевская и Кореньковская), а на Фонтановской площади достигала $150—200 \text{ м}^3/\text{м}^3$. В Предкарпатье в скв. 2 площади Брыня при самоизливе газовые факторы достигали $690 \text{ м}^3/\text{м}^3$. В последних двух случаях высокие газовые факторы, по-видимому, обусловлены наличием диспергированного газа и дегазацией подземных вод еще в пластовых условиях в связи со скачкообразным падением давления при вскрытии пластов зон АВПД. Но даже с учетом сказанного видно, что с ростом давления растворимость углеводородных газов в подземных водах становится уникальной.

Данные о высокой газонасыщенности вод глубоких зон нефтегазоносных бассейнов получены и зарубежными исследователями. Так, газонасыщенность вод в скв. 1 площади Эдна-Делкабр, пробуренной на побережье Мексиканского залива (США), на глубине 3800 м составила $9,3 \text{ м}^3/\text{м}^3$. При исследовании глубинной пробы воды из нефтеносного горизонта на побережье Мексиканского залива установлена газонасыщенность вод в $27 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Наконец, из скважины, пробуренной на глубину 6000 м близ Батон-Ружа в Луизиане (США), получен приток воды с газонасыщенностью $92,8 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Значительное повышение растворимости УВ в подземных водах с ростом давления весьма важно для объяснения процессов эмиграции

УВ, так как главным агентом первичной миграции являются поровые растворы материнских пород. Но поровые растворы испытывают не гидростатическое, а горное давление. Так, в зонах АВПД Южно-Каспийского бассейна (площади Сангачалы-море — Дуванный-море — о-в Булна), по данным Х. Б. Юсуфзаде, Г. И. Набиева и Э. Н. Дергунова (1978 г.), поровое давление в глинах почти вдвое превышает аномально высокое давление в пластах-коллекторах. Благодаря высокому поровому давлению газоемкость подземных вод становится значительной уже на малых глубинах и существенно возрастает в зоне мезокатагенеза. Повышению внутриворонного давления способствуют процессы литогенеза, генерация жидких и газообразных УВ, более быстрый рост горного давления по сравнению с оттоком поровых вод. Высокое поровое давление приводит, с одной стороны, к поглощению поровыми водами огромных объемов УВ, и с другой — к микроразрывам горных пород, к образованию системы микро- и макротрещин, по которым флюид (нефть, газ, вода) струйно мигрирует в коллектор.

Наряду с высоким поровым давлением существенное влияние на вынос УВ из материнских толщ оказывают химически и физически связанные воды, переходящие в свободную фазу в процессе литогенеза. Связанная вода при выходе из поля воздействия поверхностных сил характеризуется повышенной агрессивностью и растворяющей способностью. По мнению В. Ф. Симоненко, структура отжимаемой воды, отличаясь от той, которая была ей свойственна в связанном состоянии, в то же время отличается от структуры свободной воды. В таком состоянии отжимаемая вода находится при фильтрации по капиллярной (субкапиллярной) системе уплотняющихся глинистых пород. Для оценки роли связанной воды в эмиграции УВ В. Ф. Симоненко рассмотрена растворяющая способность воды в связи с изменением ее полярности. Как известно, в области низкой температуры (10—40° С) вода является популярным растворителем с очень высокой диэлектрической постоянной. В области высоких температур полярность воды невелика. Так, при температуре 280—300° С диэлектрическая постоянная воды < 20 .

По данным М. П. Гавриша, И. С. Галинкора и С. П. Малинина снижение полярности воды с ростом температуры способствует растворимости неполярных органических соединений. По мнению А. М. Блох, поверхностные силы минеральных частиц, как и температура, но еще более интенсивно снижают полярность связанной воды, тем самым существенно повышают растворимость УВ. Таким образом, поровые воды способны растворять огромные объемы жидких и газообразных УВ и тем самым обеспечивать их вынос из материнских пород. Так как процессы генерации и эмиграции УВ неразрывны, для жидких компонентов важно совпадение зоны интенсивного нефтеобразования с зоной выхода в свободную фазу больших объемов химически и физически связанных вод.

Растворимость УВ в воде с ростом минерализации снижается почти на порядок. Но связанные воды мало минерализованные, и минерали-

зация их тем меньше, чем прочнее связь вода — порода. Следовательно, в процессе литогенеза прогрессивно снижается минерализация поровых вод и возрастает их способность растворять УВ.

С ростом температуры повышается растворимость УВ. Но роль температуры проявляется не только в повышении растворимости УВ, но и в снижении адсорбционной емкости пород. Так, по данным У. М. Дау, при повышении температуры от 32 до 38° С адсорбционная емкость адсорбентов для УВ $C_2 - C_6$ снижается на 25%. Адсорбционная емкость пород уменьшается и в результате перестройки глинистых минералов: адсорбционная емкость гидрослюд снижается в 3—4 раза по сравнению с адсорбционной емкостью монтмориллонита.

Установлено, что при 374° С взаимная растворимость УВ и воды становится неограниченной: образуется однородный водогазонефтяной раствор — флюиды находятся в надкритическом или близком к нему состоянии. Существенное повышение растворимости УВ с ростом давления и при снижении полярности воды делает реальным допущение, что состояние взаимной растворимости в системе поровая вода \rightleftharpoons УВ наступает при более низкой температуре и, следовательно, на относительно небольших глубинах. Все это позволяет очень высоко оценивать роль водной эмиграции жидких и газообразных УВ в широком интервале глубин.

Миграция нефти в жидкодисперсном состоянии. Проблема миграции нефти в жидкодисперсном состоянии давно привлекала внимание исследователей. Экспериментальное изучение коллоидной растворимости бензола, толуола и гептана в воде с добавкой натриевых солей олеиновой и стеариновой кислот от 0,1 до 0,3 моль/л позволило М. И. Гербер сделать вывод о лучшей растворимости УВ в коллоидных растворах по сравнению с водой. Растворимость УВ возрастает с увеличением концентрации солей органических кислот. Так, при концентрации олетата натрия 0,1 моль/л (25° С) толуола растворяется 19 мл/л, а при концентрации 0,28 моль/л при той же температуре 80 мл/л. Аналогичные исследования в США были проведены Е. Бейкером.

В последние годы Л. Н. Капченко, Н. М. Кругликовым, В. И. Сергиевичем, Т. Т. Сафроновой развиваются представления о квазиспонтанном эмульгировании в естественных условиях при наличии двух фаз и перемещении УВ в виде тонкодисперсных эмульсий в воде. Необходимое условие образования эмульсий — присутствие в одной из фаз (водной или углеводородной) ПАВ. Самопроизвольное эмульгирование происходит вследствие перераспределения ПАВ между обеими фазами. Такие эмульсии характеризуются предельно низким поверхностным натяжением, высокой дисперсностью и устойчивостью. Роль ПАВ в подземных водах выполняют жирные кислоты и другие компоненты растворенного ОВ.

Весьма важен вопрос о возможности прохождения мелких капелек эмульсий УВ через поры глинистых пород. Диаметр пор в глинистых породах колеблется от 10^{-3} до 10^{-5} мм. Предполагают, что нефть диспергируется в воде до частичек размером $10^{-5} - 10^{-6}$ мм, что указы-

вает на возможность миграции жидких УВ через глинистые породы в тонкодисперсном состоянии.

Миграция нефти в виде газовых растворов. Способность сжатых газов растворять жидкие и твердые вещества установлена еще в прошлом столетии. Впервые идею о возможности миграции нефти в однофазном газовом состоянии в условиях высоких температуры и давления высказал Дж. Рич (1927 г.). Большое значение этих явлений для миграции нефти было показано В. А. Соколовым (1948 г.).

Растворимость нефти в различных газах существенно различается. Растворимость нефти в углекислом газе значительно выше, чем в метане. По данным Т. П. Жузе (1976 г.), добавка к метану его гомологов резко увеличивает растворяющую способность газовой смеси. Как и для водных растворов, фактор давления играет важную роль для выноса жидких УВ в виде газовых растворов. Из материалов исследований Т. А. Капелюшникова, Т. П. Жузе, С. Л. Закс, М. И. Гербер и других следует, что в газовой смеси, состоящей из 93% метана, 7% этана, пропана, бутана, азота и уголекислоты, при 100°С и давлении 39,2 МПа в 1 м³ газа может раствориться 26—35 кг нефти, при той же температуре и давлении 68,6 МПа — 97—113 кг. При температуре 200°С и давлении 88,2 МПа в 1 м³ сжатого газа может раствориться 169—212 кг нефти. При высоких температуре и давлении в сжатых газах могут практически раствориться все компоненты нефти (В. А. Соколов, 1965 г.). Указанное давление в поровом пространстве нефтематеринских пород формируется в интервале глубин 1,5—4 км, т. е. охватывает всю зону интенсивной генерации нефти.

В реальных геологических условиях возможность эвакуации жидких УВ из нефтематеринских пород сжатыми газами исследователями оценивается неоднозначно. Некоторые геологи роль сжатых газов в эмиграции нефти считают незначительной. Основные возражения сводятся к тому, что для выноса нефти генерируемых количеств газа недостаточно и что природные газы преимущественно метановые, т. е. не переводят в газовую фазу высококипящие компоненты нефти при существующих пластовых температуре и давлении.

В связи с этим следует подчеркнуть масштабность газогенерации. Высокая обогащенность подземных вод нефтегазоносных бассейнов углеводородными газами позволяет оценивать роль газовых растворов в качестве главного механизма эмиграции нефти. При этом следует учесть, что в подземных водах растворено менее 10% газа, генерируемого осадочными толщами бассейна. Процессу нефтеобразования сопутствует генерация жирных газов. Содержание гомологов метана в битуминозных породах, как показала Е. А. Рогозина, достигает 73% при высокой концентрации уголекислоты. Все это позволяет высоко оценивать роль газовых растворов в эмиграции нефти.

Для понимания особенностей дифференциации твердой и жидкой фаз также следует учитывать возможность растворения воды в газе. Данные табл. 4 показывают, что в недрах глубоких депрессий поровые воды эмигрируют из глин в газообразном состоянии. Более того, реаль-

Таблица 4

Растворимость воды в метане, кг/м³ (по Т. П. Жузе, 1981 г.)

Давление, МПа	Температура, °С			
	37,8	100,4	138	204
10	0,077	0,875	2,400	11,822
20	0,104	0,981	2,700	12,272
30	0,121	1,235	2,936	12,857
40	0,130	1,304	3,098	13,431
50	0,130	1,344	3,183	13,448
60	0,136	1,363	3,352	13,558
70	0,138	1,401	3,323	13,677

но допустить, что и в коллекторе глубоких депрессий находится газовая фаза с растворенной водой.

При эмиграции углеводородных газов большое значение имеет диффузия, так как она протекает постоянно при наличии перепада давления или концентрации. А перепады давления (концентрации) газа между материнской толщей и смежным коллектором могут достигать больших величин. Между тем дальность диффузии в системе материнская порода ↔ коллектор невелика. Выполненные расчеты показали, что основная масса газообразных УВ (65—70%) их глинистых толщ эмигрирует путем диффузии. Механизм этот позволяет понять причину существенного отличия газов, сорбированных ОВ, от газов подземных вод.

При учете всех форм миграции УВ эвакуация нефти и газа из материнских толщ в коллектор представляется в следующем виде. В материнской толще происходит рост внутрипорового давления в связи с литогенезом — генерацией нефти, газа, высвобождением химически и физически связанной воды, ростом горного давления. Рост внутрипорового давления приводит к гидроразрыву пород. Вначале возникают мелкие волосяные трещины, которые, сливаясь, образуют более крупные каналы. По этой системе пор, микро- и макротрещин происходит миграция сложных флюидальных систем: истинных, коллоидных, водных растворов. Следы этой миграции можно наблюдать в естественных обнажениях в виде многочисленных трещин горных пород, залеченных обломками терригенных пород, кальцитом и другими минералами.

Эмиграция флюидальной системы происходит ступенчато. Вначале система перемещается по порам, капиллярам и микротрещинам материнских пород. Основной флюидоноситель — сжатый газ и вода со структурой, отличающейся от структуры как связанной, так и свободной, гравитационной воды. Это — модифицированная вода с высокой растворяющей способностью, связанной с низкой полярностью и большим внутрипоровым и внутрикапиллярным давлением. Вторая ступень — миграция по открытым трещинам. При этом давление в системе скачкообразно падает от внутрипорового к давлению в трещине, что сопровождается нарушением физико-химического равновесия в сис-

теме. Третья ступень — миграция по коллекторским пластам. Давление в системе снижается от давления в трещине до гидростатического. Происходит дальнейшая дифференциация фаз на нефть, углеводородные газы и пластовую воду.

Рассматривая миграцию УВ по коллекторам, следует подчеркнуть преобладание двух форм миграции: водорастворенной (пассивная миграция) и струйной (активная миграция).

Значение миграции водорастворенных УВ, особенно газов, предопределяется вездесущностью вод и их высокой растворяющей способностью. Для нефтяных УВ водорастворенная миграция в пластах-коллекторах, вероятно, менее значительна, так как водные растворы УВ в коллекторских пластах находятся в иных термодинамических и физико-химических условиях. Так, УВ, растворенные в модифицированной воде, в коллекторе выделяются в свободную фазу в связи с потерей водой аномальных свойств и снижением давления от геостатического до гидростатического. Последнее справедливо и для немодифицированной воды.

Исключительно важное значение струйной миграции нефти и газа придает В. П. Савченко. По его представлениям, струйная миграция газа и нефти — единственная форма миграции, обеспечивающая перенос этих флюидов после образования самостоятельной фазы в проницаемых водонасыщенных породах.

1.9.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Гидрогеологические условия формирования залежей УВ в значительной степени определяются условиями первичной миграции.

С учетом особенностей эмиграции УВ можно выделить две обстановки: 1) формирование залежей происходит путем мобилизации УВ пластовых вод водонапорных систем; 2) в коллектор УВ поступают в виде самостоятельной фазы либо углеводородная фаза образуется в момент внедрения однофазового раствора из материнской породы в коллектор, т. е. формирование залежей происходит в процессе струйной миграции.

Формирование залежей газа, по-видимому, происходит преимущественно в результате мобилизации водорастворенного газа. В подземной гидросфере растворены гигантские количества природных газов. Без преувеличения можно сказать, что объем водорастворенных газов гидросферы Земли близок к объему ее атмосферы. Глобальные ресурсы природных газов в подземных водах осадочной оболочки планеты оцениваются в 10^{16} — 10^{17} м³. Следует подчеркнуть, что суммарное количество водорастворенных газов в подземных водах как для отдельных бассейнов, так и для планеты в целом на 1—2 порядка больше прогнозных запасов (мировые прогнозные запасы горючих газов на континентах, в зоне шельфов и мелководных морей составляют 10^{15} м³, а разведанные промышленные запасы 10^{14} м³). Иначе говоря, коли-

чества водорастворенных углеводородных газов более чем достаточно для формирования любых, в том числе и уникальных по запасам, месторождений горючих газов.

В коллекторские пласты основная масса углеводородных газов поступает в результате диффузии из смежных нефтегазогенерирующих толщ, в виде насыщенных водных растворов, в результате прорыва свободного газа (струйная миграция). Какие-то объемы газа генерируются в самих коллекторских толщах. Скорость насыщения пластовых вод углеводородными газами зависит от ряда причин: от обогащенности пород ОВ, интенсивности процессов газогенерации, сохранности газа, минерализации и температуры подземных вод, гидростатического давления и т. д. По достижении предела насыщенности вод газ начнет выделяться в свободную фазу. Тот газ, который поступает в коллектор в виде струи свободного газа, в дальнейшем мигрирует по коллектору до ближайшей ловушки в форме свободных струйных потоков.

Однако и при постоянном газовом факторе пластовые воды могут оказаться предельно насыщенными и газ начнет выделяться в свободную фазу. По мнению Н. М. Кругликова, механизм насыщения может быть обусловлен: восходящим движением пластовых вод, подъемом территории при эпейрогенических движениях, внедрением пластовых вод в благоприятную температурную зону, снижением регионального базиса разгрузки, ростом минерализации вод.

Из множества факторов формирования залежей газа, очевидно, ведущим является тектонический режим регионов, определяющий в итоге термодинамические условия подземных вод. Тектонический режим существенно влияет на онтогенез нефти и газа. Так, при отрицательных эпейрогенических движениях в связи с ростом температуры в осадочных породах усиливаются процессы генерации УВ. При подъеме территории УВ начинают выделяться в свободную фазу и формируют залежи. Эти знакопеременные движения действуют подобно поршню: при опускании территории (рост давления и температуры) усиливаются процессы генерации УВ, при подъеме территории УВ «вытягиваются» в свободную фазу. И чем интенсивнее менялись частота и амплитуда движений, тем дальше зашли процессы онтогенеза нефти и газа. Уже наличие залежей свободного газа указывает на то, что эти системы в течение своего геологического развития неоднократно находились в состоянии перенасыщения. Вместе с тем следует подчеркнуть, что перенасыщенные водонапорные системы мы фиксируем крайне редко. Последнее обусловлено не их отсутствием, а неустойчивостью таких систем. То, что залежи своими корнями уходят в водонапорные системы, подтверждается законом геохимического тождества природных газов водонапорных систем: геохимическому типу водорастворенных газов соответствует аналогичный тип газов газовых залежей.

В результате положительных эпейрогенических движений, роста горных сооружений и локальных структур пластовое давление может значительно снизиться и вызвать интенсивное выделение растворенных газов в свободную фазу. Неоген-четвертичное время характеризуется

общим усилением тектонической жизни Земли. На это же время приходится почти повсеместное снижение уровня Мирового океана — регионального базиса стока подземных вод осадочной оболочки. Все это привело к резкому изменению термодинамических условий водонапорных систем и выделению значительных объемов газа из пластовых вод. Последнее подтверждается временем формирования газовых залежей Скифской, Туранской, и Западно-Сибирской плит и наличием перенасыщенных газовых растворов в зонах орогенов.

В предельно газонасыщенных водах выделение газа в свободную фазу происходит по всей толще водонасыщенного коллектора, и нужно воздействие определенных сил, чтобы рассеянные по порам коллектора пузырьки газа мигрировали под водоупорную кровлю и образовали бы достаточно крупную гомогенную массу, способную к самостоятельной струйной миграции. Всплыванию пузырьков газа по поровому пространству коллектора препятствуют силы сцепления и поверхностного натяжения, последнее особенно значительно при переменном сечении пор, что фактически и наблюдается. Ранее предполагалось, что для преодоления сил сцепления и поверхностного натяжения достаточно гидродинамических сил. Однако существующих гидростатических перепадов вследствие их исчезающе малых значений в узком сечении пор явно недостаточно. По-видимому, основной механизм гомогенизации УВ — тектонические движения. При тектонических подвижках отдельные поры и микротрещины будут то расширяться, то сжиматься, что приводит к проталкиванию нефти и газа.

Под влиянием сил всплывания это проталкивание направлено вверх, в результате пузырьки газа накапливаются под крышкой. При образовании крупного пузыря газа может начаться струйная миграция до ближайшей ловушки.

Интенсивность тектонических движений исключительно высока: осадочные пласты находятся в постоянном движении, «встряхиваются» в результате проявления эндогенных и экзогенных процессов. Под влиянием силы тяготения Луны и Солнца земная кора ежедневно то поднимается, то опускается на какую-то величину в зависимости от расстояния до экватора. Грандиозность приливных явлений можно сравнить с современными тектоническими движениями. Так, по замерам территория Москвы испытывает поднятие, равное 0,0037 м/год, или 0,000016 см/сут, а приливное поднятие дважды в сутки достигает 0,4 м (А. Ф. Лопатин, 1979 г.). Благодаря полусуточному и суточному изменению раскрытости трещин, пор и микротрещин и перераспределению пластового давления возникают периодические колебания дебитов родников и статического уровня в колодцах и скважинах. В геологическом прошлом приливные явления имели большее значение, так как приливы по амплитуде превышали современные ввиду более близкого расположения Луны и Земли. Не меньшее влияние оказывают океаны и моря: гигантские волны во время штормов буквально сотрясают осадочные слои. Сила ударов такова, что штормы в Бискайском заливе отмечаются сейсмическими станциями в Москве. Еще больший эффект образуется

от разрядки эндогенных напряжений — землетрясений, число которых достигает 100 тыс. в год, а иногда и более.

Не до конца ясен механизм формирования залежей, обогащенных сероводородом. Часть исследователей (А. Л. Козлов, И. С. Старобинев, Р. Г. Панкина и др.) считает, что сероводород в залежи поступает из пластовых вод. Однако сероводород имеет высокую растворимость. Так, в 1 л пластовых вод подсолевых отложений Астраханского свода в Прикаспийской впадине (с учетом температуры, минерализации и давления) может раствориться 415 л сероводорода. Фактическая же газонасыщенность составила 17 л/л. Трудно допустить, что водонапорные системы когда-либо достигали предельного насыщения по сероводороду. Очевидно, в большей степени правы те исследователи (А. С. Зингер, Л. М. Зорькин, Д. Хант и др.), которые обогащение залежей сероводородом объясняют окислением УВ сформировавшихся залежей, откуда впоследствии сероводород мигрировал в контурные воды. По мнению В. С. Гончарова, факт приуроченности повышенных концентраций сероводорода к основным зонам газонакопления указывает на миграцию кислых компонентов из залежей в воду. Это подтверждается большей упругостью сероводорода в залежах по сравнению с подошвенными водами в ряде регионов.

Вопросы формирования залежей нефти в результате ее выделения из пластовых вод менее разработаны. Вероятно, для нефти и жирных газов основной механизм эмиграции — газовые растворы и истинные водные растворы в модифицированной воде. Однако эти растворы, попадая в коллектор, тут же распадаются, и далее нефть (и конденсат) по коллектору мигрирует струйно. Возможно, важную роль в формировании залежей играет нефть, находящаяся в тонкодисперсном состоянии. С этих позиций определенным интересом представляет оценка дальности миграции жидких УВ при формировании залежей. Исследования А. А. Трофимука, В. С. Вышемирского и других показывают, что величины запасов нефтяных месторождений хорошо согласуются с объемами материнских пород в зонах, околтуренных по мульдам впадин. Расстояния от мелких месторождений до наиболее удаленных участков, откуда могла мигрировать нефть в залежь, достигают 20—25 км; для крупных месторождений эти расстояния составляют обычно 50—70 км, редко 140—150 км.

Анализ имеющихся материалов указывает на сопряженность эмиграции, миграции и условий формирования залежей нефти и газа. Это находит подтверждение и в закономерностях изменения химического состава газов в ряду: газы рассеянного ОВ → газы подземных вод → газы нефтегазовых скоплений. Сорбированные газы ОВ нефтематеринских пород состоят из метана и его гомологов, причем доля гомологов в источнике миграции может составлять более 50%. Отмечается высокая концентрация углекислоты. Для газоматеринских пород (арконовый тип ОВ) состав сорбированных газов преимущественно метановый, но и в этом случае содержание гомологов метана значительно — 10—20%. А в составе водорастворенных углеводородных газов

Таблица 5

Состав свободных и водорастворенных газов (объемная доля, %) северной части Тюменской области

Месторождение	Место взятия пробы	H ₂ S + CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ + в	N ₂ + редкие
Губкинское	Залежь	0,53	96,95	0,54	1,96
	Контурные воды	0,47	97,6	0,02	1,53
Тазовское	Залежь	0,50	98,6	0,10	0,80
	Контурные воды	0,20	98,8	Следы	0,90

преобладает метан — 98% и более. Такую дифференциацию газов между материнской толщей и коллектором обеспечивает диффузия вследствие разной диффузионной проницаемости пород для метана и его гомологов. Существенно отличаются газы нефтематеринских толщ и от газов газовых залежей. Однако последние идентичны водорастворенным газам, что указывает на их формирование в результате дегазации вод. В качестве такого примера приведем месторождения севера Тюменской области (табл. 5).

Газы нефтяных и газоконденсатных месторождений значительно отличаются от газов вмещающих водонапорных систем. Вместе с тем нефтяные газы близки по составу газам нефтематеринских пород. Это указывает на ведущую роль газовых растворов (струйная миграция) в их формировании, так как с газовыми растворами из нефтематеринских толщ эмигрируют как жирные газы, так и жидкая нефть. При небольшой роли газовых растворов в формировании залежей УВ состав газов контурных вод незначительно отличается от газов залежей (табл. 6, Пунгинское месторождение). И эти различия тем значительнее, чем большую роль в формировании залежей играла струйная эмиграция (табл. 6, Коробковское и Султангуловское месторождения). По-видимому, большая часть нефтяных залежей сформирована в результате струйного выноса нефти (газовые растворы) из нефтегазогенерирующих толщ или в виде растворов модифицированной воды.

В. П. Царевым (1976 г.) рассмотрен газогидратный механизм формирования залежей газа. Этот механизм считается более универсальным, так как может протекать при недонасыщении пластовых вод

Таблица 6

Состав свободных и водорастворенных газов (объемная доля, %) месторождений, сформировавшихся с участием струйной эмиграции

Месторождение	Место взятия пробы	H ₂ S + CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₄ + в	N ₂ + редкие	H ₂
Пунгинское (Западная Сибирь)	Залежь	0,75	89,44	5,67	4,14	Не обн.
	Контурные воды	2,79	93,47	0,96	2,16	»
Коробковское (Урало-Поволжье)	Залежь	0,18	81,29	17,41	1,12	»
	Контурные воды	1,50	75,94	2,79	10,91	8,86
Султангуловское (Урало-Поволжье)	Залежь	3,85	90,25	58,65	17,25	Не обн.
	Контурные воды	2,34	25,2	4,34	65,22	»

растворенным газом [16]. Образование гидрата начинается на границе двух фаз: жидкой и газовой. Появление свободной газовой фазы при недонасыщении пластовых вод — явление, очевидно, не такое уж редкое (внедрение в коллектор высокогазонасыщенных вод, резкие тектонические подвижки, изменение температуры). Существование хотя бы одного пузырька газа, по мнению В. П. Царева, обусловит появление твердой фазы — гидрата, и начнется процесс образования залежи. Газовая фаза может существовать и в виде слоя, адсорбированного на поверхности зерен породы.

1.9.3. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЗРУШЕНИИ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Существование нефтяных и газовых залежей — это непрерывная борьба двух противоположных процессов: концентрирования и рассеяния УВ. Первоначально УВ рассеяны по всему объему осадочных пород нефтегазонасыщенного участка литосферы, и нужны определенные геологические и гидрогеологические условия, чтобы рассеянные УВ могли сконцентрироваться в ловушках. С первых этапов формирования залежей УВ начинается процесс рассеяния их из залежей. Характер рассеяния зависит от геохимической обстановки: на стадии формирования количество УВ, поступившее за единицу времени в залежь, намного превысит массу УВ, рассеявшихся из залежи. По мере снижения интенсивности генерации УВ и их поступления в залежь процессы рассеяния все более и более начинают преобладать.

Разрушение залежей нефти и газа может быть механическим, физическим, физико-химическим, химическим и биохимическим. Благодаря рассеянию УВ из залежей вокруг последних образуется специфическое геохимическое поле, характеризующееся аномальными концентрациями отдельных компонентов залежи или продуктов их взаимодействия с веществом вмещающих пород и вод.

Механическое разрушение залежи обусловлено вымыванием нефти или газа из ловушки подземными водами вследствие возрастания гидравлических уклонов или изменения емкости и конфигурации ловушки, а также фильтрацией нефти и газа через ловушку. Основное условие сохранности залежи — неравенство $\theta < \alpha$, где θ — угол наклона ВНК (ГВК), α — угол падения крыла ловушки в тыловой по отношению к потоку воды части залежи (рис. 26).

Наиболее полно возможность вымывания залежи водами описывается уравнением М. Хэбберта и В. П. Савченко:

$$\operatorname{tg} \theta = \gamma_b i / (\gamma_b - \gamma_{n(r)}),$$

где i — гидравлический градиент; γ_b , $\gamma_{n(r)}$ — плотности пластовой воды, нефти или газа. Ориентировочно для нефтяных залежей $\operatorname{tg} \theta = 2-10$, для газовых $\operatorname{tg} \theta = 1-1,5$, т. е. нефтяные залежи легче подвергаются вымыванию, чем газовые.

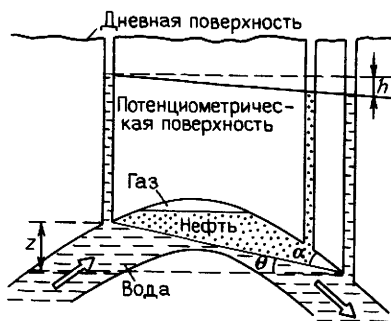


Рис. 26. Схематический разрез, показывающий соотношение между наклоном плоскости ВНК и потенциметрической поверхностью (стрелками показано направление движения воды) (по А. Леворсену, 1970 г.)
 z — высота смещения ВНК, h — величина наклона потенциметрической поверхности в пределах залежи

Фильтрация нефти и газа через покрывку связана с возникновением в последней разрывов и трещин, а также с высоким давлением в залежи. Условия перетока определяются соотношением давлений над и под покрывкой. Переток нефти (газа) по трещинам происходит при следующем соотношении давлений: $p_{н, г} > p_v + h\gamma_v$, где $p_{н, г}$ — давление в залежи под покрывкой; p_v — гидростатическое давление над покрывкой; h — мощность покрывки, γ_v — плотность воды. При $p_{н, г} < p_v + h\gamma_v$ вертикальная восходящая миграция нефти и газа по трещинам в покрывке невозможна (гидродинамическая покрывка).

Во многих нефтегазоносных бассейнах пластовое давление растет с глубиной, что способствует механическому разрушению залежей. Существование сосредоточенной разгрузки, достигающей дневной поверхности, подтверждается многочисленными нефтегазопроявлениями во всех известных нефтегазоносных регионах.

Физико-химическое разрушение залежей происходит путем растворения УВ в подземных водах и их диффузии. При этом нефтяные залежи дегазируются, что сопровождается увеличением плотности нефтей. Уменьшение газового фактора и снижение давления насыщения в направлении от наиболее приподнятой части залежи к контуру установлено на многих месторождениях Северного Кавказа, Урало-Поволжья, Западной Сибири, Северной Америки и других нефтегазоносных регионов.

Диффузия газов в подошвенные и контурные воды интенсивно протекает при глубоком нарушении фазового равновесия в системе залежь—контурные воды и повышенной динамичности подземных вод. Диффузионные потери газа из залежи через покрывки будут значительны при большой диффузионной проницаемости покрывшек. В результате диффузии газов из залежей и их растворения в подземных водах газовые залежи могут подвергаться полному уничтожению. Однако этот процесс более вероятен для древних нефтегазоносных бассейнов (длительность процессов рассеяния) и для залежей с малыми запасами. По мнению И. В. Высоцкого (1979 г.), величина диффузионных потерь газа из скоплений соизмерима с современными запасами газа в месторождениях.

Химическое разрушение залежей происходит путем окисления УВ кислородом и сульфатами подземных вод и тесно связано с биохимическим разрушением — «поеданием» УВ бактериями. Гидрогеологические условия химического и биохимического разрушения залежей описаны в работах А. А. Карцева.

1.10. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В предыдущих разделах была показана исключительно важная роль подземных вод на всех этапах образования нефти и газа, их миграции, формирования и сохранения их залежей, что определяет возможность использования гидрогеологических критериев при прогнозировании нефтегазоносности недр. Гидрогеологические нефтегазопоисковые показатели весьма разнообразны, и особенности их использования на разных этапах геологоразведочного процесса могут существенно различаться. Поэтому изучение гидрогеологических критериев следует начинать с классификации и выяснения оптимальных (наиболее благоприятных) их комплексов, методики использования показателей при поисках месторождений нефти и газа.

В настоящее время существует большое число разнообразных схем классификаций гидрогеологических показателей. Наиболее полные сводки исследований, посвященных вопросам изучения гидрогеологических показателей нефтегазоносности, и современное состояние этих вопросов описаны в работах В. А. Кротовой, А. А. Карцева, А. С. Зингера, М. Е. Альтовского, М. А. Гатальского, М. И. Субботы, В. Ф. Клейменова, Е. В. Стадника, Я. А. Ходжакулиева и др.

Разработка классификационных схем гидрогеологических показателей оценки перспектив нефтегазоносности идет по трем направлениям: первое — все показатели разделяют на прямые и косвенные, при этом принимают, что прямые однозначно указывают на наличие залежей нефти и газа, а косвенные характеризуют благоприятные условия для сохранения этих залежей; второе — показатели группируют по классам изучаемых информационных объектов, например, различают показатели общегидрогеологические, палеогидрогеологические, гидрохимические, газовые, геотермические и др.; третье — предусматривают выделение специфических показателей для определения наличия нефти и газа, условий формирования, сохранения залежей, условий наличия ловушек и др.

Большинство исследователей справедливо считает, что для всех гидрогеологических бассейнов не существует универсальных гидрогеологических показателей. Бассейны, различаясь по особенностям геологического строения, характеризуются и своим набором гидрогеологических показателей. Результаты многолетних исследований в различных бассейнах и анализ существующих классификаций позволяют определить следующую совокупность гидрогеологических показателей оценки перспектив нефтегазоносности: общегидрогеологические и палеогидро-

геологические, гидродинамические, гидрохимические (сюда включаются ВРОВ и газы), геотермические и микробиологические.

Обычно при оценке перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим данным различают региональную, зональную и локальную оценки перспектив нефтегазоносности недр. В процессе региональной оценки рассматриваются гидрогеологические условия нефтегазоносных бассейнов или их частей, а при зональной — отдельных территорий или зон внутри бассейна. Главная задача гидрогеологических исследований при локальной оценке нефтегазоносности заключается в получении информации, которая прямо или косвенно указывала бы на наличие или отсутствие залежей нефти и газа в пределах рекомендуемой для разбуривания локальной площади (объекта).

До сих пор при прогнозировании не всегда используют всю совокупность гидрогеологических показателей, что приводит к снижению эффективности их использования в нефтегазопоисковой практике. Кроме того, степень применимости тех или иных показателей в различных гидрогеохимических обстановках и районах различна. Даже в пределах одного бассейна, но в разных гидрогеохимических обстановках информативность одних и тех же гидрогеохимических показателей различна. В связи с этим методика оценки перспектив нефтегазоносности по результатам глубинного гидрогеологического опробования водоносных горизонтов в конкретных гидрогеохимических обстановках имеет свои особенности. Поэтому региональная, зональная и локальная оценка перспектив нефтегазоносности должна по возможности осуществляться комплексно с использованием всех имеющихся показателей.

Общегидрогеологические показатели

В группу общегидрогеологических показателей обычно включают следующие характеристики: тип бассейна (или его части), его размеры и объем осадочных пород; особенности водоносных комплексов, их выдержанность и коллекторские свойства; надежность региональных водоупоров; характер распределения по площади и разрезу гидрохимических, газовых и температурных параметров; положение региона или локального участка в пределах бассейна и др.

Перспективы нефтегазоносности бассейнов возрастают с увеличением площади бассейна и объема слагающих бассейн осадочных толщ. Необходимое условие нефтеносности бассейна — достаточная глубина (более 1—2 км) погружения осадочных пород. В настоящее время большинством исследователей (Н. Б. Вассоевич, С. Г. Неручев, В. П. Савченко, А. А. Карцев и др.) за минимальные глубины погружения, необходимые для осуществления процессов нефтеобразования, принимаются глубины в среднем 1500—2000 м. В зависимости от типа ОВ и возраста пород, температурных условий эта глубина может варьировать. Минимальная граница погружения пород для образования промышленных газовых месторождений снижается — в среднем 300—800 м и даже меньше. Гидрогеологические бассейны небольших разме-

ров (1—5 тыс. км² и менее), если даже они и заполнены мощной осадочной толщей, характеризуются меньшими перспективами нефтегазонасыщенности, так как в них обычно недостаточна по размерам «нефтегазосборная площадь» и облегчены условия для разрушения УВ инфильтрационными водами.

Важным критерием нефтегазонасыщенности бассейнов или их частей является присутствие водоупоров. Длительная сохранность нефтегазовых залежей обеспечивается наличием региональных водоупоров значительной мощности. Такими водоупорами служат мощные толщи соленосных, гипсоангидритовых, глинистых, глинисто-карбонатных и других изолирующих пород, например, в Волго-Уральском нефтегазонасыщенном мегабассейне — кунгурская гипсоангидритовая (до 500—1000 м) толща, в Западно-Сибирском мегабассейне — мощная (до 50—1000 м) глинистая турон-нижнеолигоценовая толща, на Северном Кавказе — глинистые породы майкопской свиты мощностью 500—1000 м и т. д.

Анализ особенностей распределения гидрохимических, газовых и температурных параметров подземных вод позволяет в ряде случаев наметить в разрезе и по площади осадочных бассейнов зоны, благоприятные для сохранения залежей нефти и газа. Например, в направлении возрастания минерализации и содержания микрокомпонентов (брома, иода, бора, алюминия и др.), увеличения общей газонасыщенности вод, упругости газов, степени прогретости недр и т. д. нарастают перспективы нефтегазонасыщенности. Характер распределения гидрогеологических показателей по площади развития водоносных комплексов позволяет проследить, насколько далеко от обрамления бассейнов распространяются области, промытые инфильтрационными водами, с неблагоприятными условиями для сохранности залежей нефти и газа. Здесь рассмотрены только главные общие гидрогеологические показатели перспектив нефтегазонасыщенности, на самом деле их перечень этим не исчерпывается.

Палеогидрогеологические исследования

Основные задачи палеогидрогеологии заключаются в выяснении гидрогеологической обстановки минувших геологических эпох с целью определения влияния подземной гидросферы на процессы образования и миграции нефти и газа, формирования, сохранения и разрушения их залежей. Для решения этих задач исследуются специальные вопросы, которые рассмотрены в разделе 1.8.

Формирование и сохранение залежей нефти и газа связаны главным образом с водами седиментационного генезиса, т. е. элизионный водообмен рассматривается как благоприятный показатель нефтегазонасыщенности недр. С инфильтрационным водообменом связываются основные гидрогеологические процессы, приводящие к разрушению скоплений нефти и газа. Поэтому сравнительная оценка интенсивности и времени проявления элизионного и инфильтрационного водообмена в гидрогеологической истории бассейна или водоносного комплекса позволяет по-

лучить ценные данные при оценке перспектив нефтегазоносности. Так, если в пределах бассейна или водоносного комплекса инфильтрационный водообмен на прошлых этапах гидрогеологической истории был сравнительно непродолжительным и по своим масштабам незначительным по сравнению с элизионным водообменом, то это может расцениваться как благоприятный признак нефтегазоносности. В качестве примера можно привести данные А. А. Карцева, С. Б. Вагина, Е. А. Баскова (1969 г.) по Западно-Сибирскому мегабассейну, Я. А. Ходжакулиевым и Л. А. Абуковой [39, 40] по Каракумскому бассейну. Количественная оценка масштабов элизионного водообмена имеет к тому же практическое значение, так как она может быть использована совместно с другими данными при оценке запасов нефти и газа. Принципиальные возможности такой оценки, например, показаны в работах А. А. Карцева (1970, 1971 гг.).

Генетическая связь во времени нефтегазонакопления с элизионными этапами гидрогеологической истории и зонами палеопьезоминимумов проверена на многих нефтегазоносных территориях. Так, исследованиями А. А. Карцева, С. Б. Вагина, В. А. Кудрякова, Я. А. Ходжакулиева, Г. П. Якобсона и других авторов установлено, что зоны палеопьезоминимумов для мезозойских отложений Средней Азии соответствуют современным зонам нефтегазонакопления — Центральнокаракумской, Марыйской, Бухарской.

В результате изучения палеотемпературных условий на различных этапах гидрогеологической истории бассейна или отдельного водоносного комплекса могут быть намечены области повышенной температуры, которая способствовала наиболее полному превращению ОВ в направлении образования УВ, а также определена продолжительность «прогрева». Так, при температуре 70—150° С, необходимой для протекания главной фазы нефтеобразования, образуются жидкие и газообразные УВ; температурный диапазон 150—250° С ведет к деструкции сложных УВ нефтяного ряда и накоплению газообразных, главным образом метана. В качестве примера можно привести детальные исследования по изучению палеотемпературных условий водонапорной системы Каракумского бассейна [39, 40].

Гидродинамические показатели

К собственно гидродинамическим критериям нефтегазоносности относятся показатели процессов водообмена и гидрогеологическая закрытость недр, соотношение пьезометрических уклонов и падения горизонтов, скорость движения подземных вод, очаги разгрузки вод (пьезоминимумы) и др.

Выше отмечалось, что в вертикальном разрезе нефтегазоносного бассейна выделяют три гидродинамические зоны: активного, затрудненного водообмена и застойного водного режима. В зоне свободного водообмена, как правило, не встречаются промышленные залежи нефти и газа, зато широко представлены твердые нафтиды, а иногда и жидкие

окисленные нефти. Основные ресурсы нефти и газа связаны с зоной застойного водного режима и в незначительной степени — с зоной затрудненной циркуляции подземных вод.

Понятие «гидрогеологическая закрытость или раскрытость структур» было впервые введено Н. К. Игнатовичем (1948 г.), однако он не дал количественного выражения этого понятия. М. А. Гатальский (1954 г.) конкретизировал это понятие, предложив использовать отношение минерализации воды к глубине залегания опробуемого горизонта. В. А. Кротова для характеристики закрытости структур использовала бромный показатель, получаемый при делении содержания брома в миллиграммах на литр (умноженного на 100) на глубину залегания горизонта в метрах, а также величину хлорбромного коэффициента. Территории и части разреза, характеризующиеся максимальными значениями коэффициентов гидрогеологической закрытости, обычно наиболее благоприятны в отношении нефтегазоносности. Однако коэффициент закрытости недр не всегда можно применить, например в случае наличия в разрезах соленосных отложений, а также на больших глубинах, где наступает предел насыщения вод солями. На основании изучения величины гидрогеологической закрытости структур можно выявлять зоны разгрузки подземных вод, с которыми нередко связаны залежи нефти и газа и которые сопровождаются гидрохимическими и температурными аномалиями.

Величины гидравлических уклонов ВНК и ГНК, по А. А. Карцеву, — прямые гидрогеологические показатели условий сохранности залежей нефти и газа при механическом разрушении водами. По его данным, залежи нефти не могут сохраниться, если $\alpha > 5i$, а залежи газа не сохраняются при $\alpha > i$ (α — угол падения пластов на крыльях сводовых ловушек, i — гидравлический уклон). Благоприятным признаком сохранения залежей также считается значительное расстояние между областями питания и разгрузки в сочетании с небольшой разностью их абсолютных отметок. Вместе с тем повышение скорости движения седиментационных вод при палеогидрогеологических исследованиях А. А. Карцевым, С. Б. Вагиным, и Е. А. Басковым рассматривается как положительный признак при формировании залежей нефти и газа.

Важный показатель при изучении нефтегазоносности недр — данные о гидродинамических аномалиях, которые выражаются в локальных понижениях и повышениях напоров подземных вод — в пьезоминимумах и пьезомаксимумах. Как показали исследования А. М. Овчинникова, В. А. Кротовой, Я. А. Ходжакулиева и др., к пьезометрическим минимумам, связанным с очагами разгрузки подземных вод, часто приурочены области локализации нефти и газа. В. А. Кудряков разделил все пьезоминимумы на переточные, преградные и фронтальные. Особое место при поисках залежей приобретают пьезоминимумы переточного типа. Роль пьезоминимумов в формировании скоплений УВ и их поисковое значение установлены в ряде нефтегазоносных бассейнов, показана связь размещения залежей нефти и газа с глубинными гидроди-

намическими аномалиями, с которыми также совпадают гидрохимические и геотермические аномалии.

Гидрохимические показатели

Большинство показателей солевого состава вод характеризует геохимическую среду пластовой системы, степень гидрогеологической закрытости недр, возможность протекания тех или иных химических и биохимических процессов. В разное время в качестве показателей солевого состава вод выдвигались самые разнообразные химические компоненты вод и различные коэффициенты, устанавливаемые из их соотношений. В последующем многие из этих показателей были отвергнуты как недостаточно обоснованные. В настоящее время для нефтегазопоисковых целей используют следующие показатели солевого состава вод: тип вод и характер общей минерализации, коэффициенты метаморфизации вод, сульфатность, содержание микроэлементов (аммония, иода, брома, бора и др.), редких и рассеянных элементов (стронция, ванадия, никеля, меди, молибдена и др.).

Тип вод и минерализация, величины отношений отдельных солевых компонентов (rNa/rCl , $(rCl-rNa)/rMg$, rCa/rMg и др.), особенности микрокомпонентного состава вод (по бром, бору) не имеют непосредственной связи с нефтегазоносностью и отражают главным образом характер гидрогеологической закрытости недр, т. е. они являются косвенными показателями и в ряде случаев успешно используются при региональной и локальной оценке продуктивности недр.

Другие гидрохимические показатели, в первую очередь содержание сульфатов и гидрокарбонатов, для многих разрезов эффективны, нередко связаны с биохимическим и физико-химическим взаимодействием залежей УВ с подземными водами. Эти же показатели малоэффективны в случае залегания вод в соленосных отложениях и на больших глубинах.

Редкие и рассеянные элементы (ванадий, никель, хром, медь, кобальт, молибден, олово, свинец и др.) для отдельных геолого-гидрогеологических условий могут быть надежными признаками наличия залежей нефти и газа.

Основная часть изучаемых компонентов водорастворенного ОВ связана с залежами нефти и газоконденсата и лишь частично с залежами углеводородных газов. Вокруг залежей в подземных водах образуются ореолы рассеяния ОВ. Фоновое же содержание ОВ, встречаемого практически во всех водах, образуется в результате превращения веществ, содержащихся в самих подземных водах и извлекаемых последними непосредственно из водовмещающих и водоупорных толщ. Какая-то часть этого ВРОВО могла сохраниться в седиментационных водах с момента осадконакопления. Для нефтегазопоисковых целей наиболее интересна та часть ОВ, которая является продуктом рассеяния УВ залежей в окружающие их воды.

Исследованиями в различных нефтегазоносных районах установ-

лено, что по мере приближения к залежам газа, газоконденсата, легкой нефти содержание $C_{орг}$ обычно возрастает, главным образом за счет летучих компонентов. Отмечается такая связь между содержанием $C_{орг}$ нелетучих битумоидных веществ, извлекаемых из вод хлороформом, и нефтегазонасыщенностью.

В подземных водах нефтегазонасыщенных бассейнов преобладают те или иные азотистые соединения. Данные о распределении в подземных водах различных форм азота и величины их соотношений, отражающие законономерное изменение этих показателей в приконтурных водах залежей УВ, затрудняют использование органического азота как прямого показателя при прогнозе нефтегазонасыщенности; его следует отнести в разряд косвенных показателей. К косвенным показателям принадлежат также органические кислоты — нафтеновые, гуминовые и жирные, так как для окончательных выводов об их применимости в качестве прямых нефтегазонасыщенностных показателей данных недостаточно.

Среди ароматических УВ в наибольшей степени изучены бензол и толуол, которые большинство исследователей относит к прямым показателям нефтегазонасыщенности. Распределение концентраций бензола и толуола в водах не коррелируется ни с величиной минерализации подземных вод, ни с литологическим составом водовмещающих пород. Основными источниками толуола и бензола в пластовых водах являются залежи нефти и газоконденсата.

Повышенное содержание летучих фенолов тяготеет к приконтурным водам залежей парафинистой легкой нефти и газоконденсата; летучие фенолы отсутствуют или содержатся в малых количествах в водах газowych залежей и водах, контактирующих с залежами тяжелых нефтей. Указанное позволяет считать наличие фенолов в подземных водах признаком нефтяных и газоконденсатных залежей.

Отметим, что в данном разделе проведен анализ только основных показателей — компонентов ОВ подземных вод, апробированных в различных нефтегазонасыщенных районах. Наиболее полный перечень показателей ОВ подземных вод приведен в работах Е. А. Барс, С. С. Коган, А. С. Зингера, Я. А. Ходжакулиева, М. И. Субботы, О. П. Абрамовой и др.

Газовые показатели

Важное значение при нефтегазонасыщенностных работах имеют углеводородные газы, которые нередко непосредственно связаны с залежами нефти и газа. Однако и другие газы, присутствующие в залежах в незначительных концентрациях и эмигрирующие из них в воды, могут дать ценную поисковую информацию.

Показатели нефтегазонасыщенности по водорастворенным газам в последнее время рассмотрены в ряде специальных инструкций и монографий [16, 29].

При оценке региональной и локальной нефтегазонасыщенности обычно применяют следующие показатели газовой группы: общая газонасы-

ценность и упругость газов подземных вод, коэффициент насыщения воды газом, содержание в водорастворенных газах метана, тяжелых УВ (предельные и непредельные УВ), азота, диоксида углерода, сероводорода, водорода, кислорода, гелия и аргона; соотношения газовых компонентов — CH_4/TU , TU/CH_4 , $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ и $\text{CH}_4/\text{C}_3\text{H}_8$, $i\text{-C}_4\text{H}_{10}/n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ и $i\text{-C}_5\text{H}_{12}/n\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $\text{C}_2\text{H}_6/\text{C}_2\text{H}_4$, $\text{C}_3\text{H}_8/\text{C}_3\text{H}_6$, $\text{C}_4\text{H}_{10}/\text{C}_4\text{H}_8$, $\text{N}_2/\text{УВ}$, $\text{Ar} \cdot 100/\text{N}_2 \cdot 2,68$, He/Ar , $\delta^{13}\text{C}$; парциальные упругости метана, его гомологов, азота, диоксида углерода, сероводорода, водорода, кислорода, гелия и аргона.

Перспективы нефтегазоносности бассейнов с подсчетом прогнозных запасов могут определяться, исходя из особенностей газонасыщенности подземных вод. Возможность такой оценки определяется закономерностью, согласно которой прогнозные запасы УВ составляют лишь часть водорастворенных газов и в общем случае пропорциональны их запасам.

Закономерности изменения газовых показателей в зоне влияния залежей различны для разных гидрогеохимических обстановок, что определяет специфику использования этих показателей при оценке перспектив нефтегазоносности локальных участков. С приближением к залежи в составе растворенных газов нарастает концентрация УВ, при уменьшении содержания азота увеличиваются газонасыщенность вод, упругость газов и отношение p_i/p_v . В обстановке предельной насыщенности вод газами (обстановка формирования залежей) в приконтурных частях залежей состав подземных вод не меняется. Отмечается лишь некоторое уменьшение газонасыщенности вод, упругости газов и отношения p_i/p_v , что объясняется дегазацией подземных вод в зоне влияния залежей.

Установленные особенности изменения качественных и количественных характеристик газов подземных вод позволяют считать параметры газонасыщенности вод надежными показателями региональной и локальной оценки перспектив нефтегазоносности. К разряду прямых показателей относят повышенное по сравнению с фоном количество метана и его гомологов, газонасыщенность вод углеводородными газами, общую и парциальную (по углеводородным газам) упругость газов. Наличие гомологов метана, в особенности бутана, пентана, гексана, в газах, кроме того, может указывать и на характер залежи (нефтяная или газовая). Другие газовые показатели — повышенное содержание «безаргонного» азота и диоксида углерода, коэффициенты CH_4/TU , $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$, $\text{CH}_4/\text{C}_3\text{H}_8$, $i\text{-C}_4\text{H}_{10}/n\text{-C}_4\text{H}_{10}$, $i\text{-C}_5\text{H}_{12}/n\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $\text{N}_2/\text{УВ}$, $\delta^{13}\text{C}$, He/Ar являются косвенными.

Геотермические критерии

Данные геотермических исследований используют для установления как региональных условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления, так и возможной продуктивности локальных структур. В качестве геотермических показателей обычно используют темпера-

туру, геотермические ступень и градиент, плотность теплового потока.

Установлено, что зоны максимальной прогретости осадочных пород являются своеобразными «реакторами», в пределах которых нефтегазовый потенциал ОБ осадочных пород реализуется наиболее полно. При диагностике условий и зон нефтеобразования особую важность приобретают вопросы выяснения палеотемпературной обстановки нефтегазоносных пород.

Температура прямым образом влияет на растворимость УВ. При температуре 80—120°С коэффициенты растворимости углеводородных газов минимальны, а следовательно, в этом температурном интервале существуют наиболее благоприятные условия для формирования газовых залежей за счет разгазирования подземных вод.

На основе интерпретации геотермических материалов можно устанавливать вероятные области питания, стока и разгрузки водоносных комплексов, что имеет принципиальное значение при оценке перспектив нефтегазоносности.

В ряде случаев намечается зависимость между нефтегазоносностью и геотермическими условиями недр. Так, в различных районах Волго-Уральского мегабассейна на региональном геотемпературном фоне выявляются зоны с аномально высокой напряженностью теплового поля, приуроченные к тектонически ослабленным участкам (Донско-Медведицкий вал, Степновско-Советские, Жигулевские системы дислокаций), с которыми связана региональная нефтегазоносность. Эти зоны, обычно являющиеся областями межпластовой разгрузки пластовых вод и УВ, фиксируются на общем фоне аномалиями повышенной температуры и пониженной геотермической ступени. Указанную зависимость можно учитывать при оценке перспектив нефтегазоносности как крупных территорий, так и локальных площадей. Изменение температурного режима в пределах нефтегазоносного бассейна обычно приводит к качественной смене залежей УВ. Так, с возрастанием температуры в направлении к Прикаспийской синеклизе и Предуральскому прогибу отмечается увеличение содержания газов в нефтях, нефтяные месторождения сменяются нефтегазовыми и, наконец, в наиболее погруженных районах находятся преимущественно газоконденсатные и газовые месторождения.

В сводовых частях локальных структур часто отмечаются температурные максимумы. С температурными аномалиями обычно совпадают газогидрохимические и газодинамические аномалии, свидетельствующие о вертикальной разгрузке подземных вод. Однако не все структуры, в недрах которых выявлены залежи нефти и газа, отмечаются геотермическими максимумами. Ряд продуктивных площадей на региональном геотемпературном поле отмечается фоновой или даже пониженной температурой.

Микробиологические критерии

К микробиологическим показателям нефтегазоносности относятся микроорганизмы, использующие в качестве источников жизнедеятель-

ности различные УВ. Установлена приуроченность к месторождениям УВ различных видов микроорганизмов, избирательно использующих метан и его гомологи. Наиболее показательны в нефтегазопроисковом отношении бактерии, окисляющие пропан, бутан и частично пентан.

Микроорганизмы разных видов, используемые при поисках нефти и газа, как показали Г. А. Могилевский и Е. В. Стадник, могут служить прямыми (организмы, окисляющие газо- и парообразные УВ), косвенными (водородокисляющие, десульфатизирующие организмы) и контрольными (организмы, разрушающие клетчатку, метан- и водородобразующие) показателями нефтегазоносности. М. Е. Альтовский к благоприятным показателям нефтегазоносности относит наличие в подземных водах бактерий, окисляющих водород, ксилол, толуол и нафталин. Среди микробиологических показателей В. А. Кротова различает только региональные показатели, к которым относит наличие сульфатредуцирующих бактерий в активном состоянии или активных процессов сульфатредукции.

Распространение жизнеспособной микрофлоры и, в частности, образующей и окисляющей УВ имеет большую глубину развития, чем это представлялось ранее. Так, в разрезе Северного Устья зона развития активной микрофлоры прослежена до глубины 1100 м, Нижнего Поволжья — до 1200 м и Южного Мангышлака — до 1600 м. В подземных водах Северного Кавказа она опускается до 2000 м. Основным фактором, ограничивающим распространение на глубину микрофлоры, является температура. Вместе с тем количество микроорганизмов и их интенсивность развития с глубиной обычно уменьшаются.

Анализ материалов позволяет считать микробиологические показатели (наличие бактерий, окисляющих газообразные и жидкие УВ, сульфатредуцирующих, денитрифицирующих и др.) главным образом косвенными индикаторами нефтегазоносности. Отсутствие микрофлоры в подземных водах в ряде случаев нельзя рассматривать как отрицательный показатель, так как жизнедеятельность микроорганизмов зависит от различных факторов (температуры, рН среды, минерализации и др.). Важное значение микробиологические показатели приобретают при нефтегазопроисковом работах, проводимых по приповерхностным водам.

Оптимальный комплекс гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности

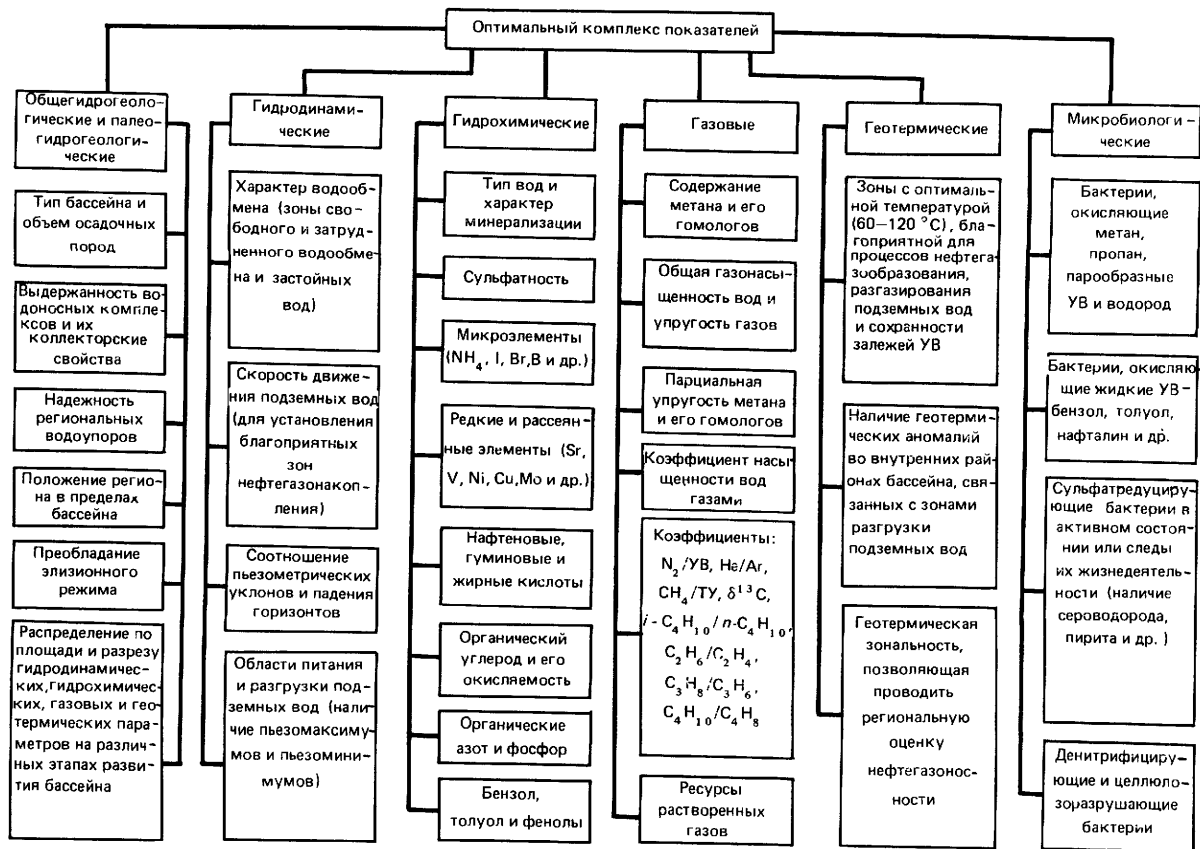
Для оценки перспектив нефтегазоносности в разное время было предложено более 100 различных гидрогеологических показателей. Наиболее важные рассмотрены выше. В процессе практической деятельности изучать все показатели не представляется возможным, так как это занимает очень много времени и не обеспечивает экспрессности выдачи необходимой информации при геологоразведочных работах на нефть и газ. Среди гидрогеологических показателей имеются более

или менее надежные, информативные во многих районах или только на ограниченных участках. Однако среди них можно выделить общий оптимальный комплекс показателей, который может быть использован при оценке перспектив нефтегазоносности любых нефтегазоносных бассейнов с разными геологическим строением и гидрогеологическими особенностями.

Как и большинство авторов (М. А. Гатальский, А. А. Карцев, В. А. Кротова, Э. Е. Лондон и др.), мы рекомендуем различать оптимальные комплексы гидрогеологических показателей, с одной стороны, для региональной и зональной оценки (рис. 27), с другой — для локальной оценки перспектив нефтегазоносности (рис. 27). Подобное разделение показателей позволяет проводить оценку как крупных бассейнов (территорий) и зон, так и локальных участков, которые по сумме положительных показателей выделяются как наиболее перспективные. Такая классификация вытекает также из сущности геологоразведочных работ на нефть и газ: на начальных стадиях поисков в пределах новых территорий обычно принято проводить региональную и зональную оценку, осуществляемую на региональном этапе геологоразведочных работ на нефть и газ, а затем уже переходить к оценке локальных участков или структур (поисковый этап геологоразведочных работ). При этом различают следующие основные виды показателей, вытекающие из анализа общегидрогеологических и палеогидрологических условий, гидродинамической обстановки, гидрохимической характеристики, газовой составляющей подземных вод, геотермических условий и микробиологической характеристики. Одни и те же показатели могут быть использованы и при региональной, и при локальной оценке перспектив нефтегазоносности.

Региональные и зональные показатели. Оценка перспектив нефтегазоносности в пределах осадочного бассейна (или его части) и отдельных территорий (или зон) заключается в выяснении потенциальных возможностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления в недрах крупной территории (всего осадочного бассейна или его части) и отдельных районов (или зон). Указанные задачи могут решаться на основе изучения отмеченных выше гидрогеологических показателей с использованием других геологических материалов. По результатам изучения палеогидрогеологических показателей и современных гидрогеологических условий представляется возможным определять прогнозные запасы нефти и газа в недрах как всего осадочного бассейна, так и его частей и отдельных зон.

Локальные показатели. Оптимальный комплекс гидрогеологических показателей локальной оценки перспектив нефтегазоносности, как это делают и другие исследователи (В. А. Сулин, А. А. Карцев, В. А. Кротова, Э. Е. Лондон и др.), мы рекомендуем подразделять на группу прямых и косвенных показателей (рис. 27). Среди прямых локальных показателей различают показатели ореольного рассеяния компонентов из залежей и показатели биохимического и физико-химического взаимодействия залежей нефти и газа с подземными водами.



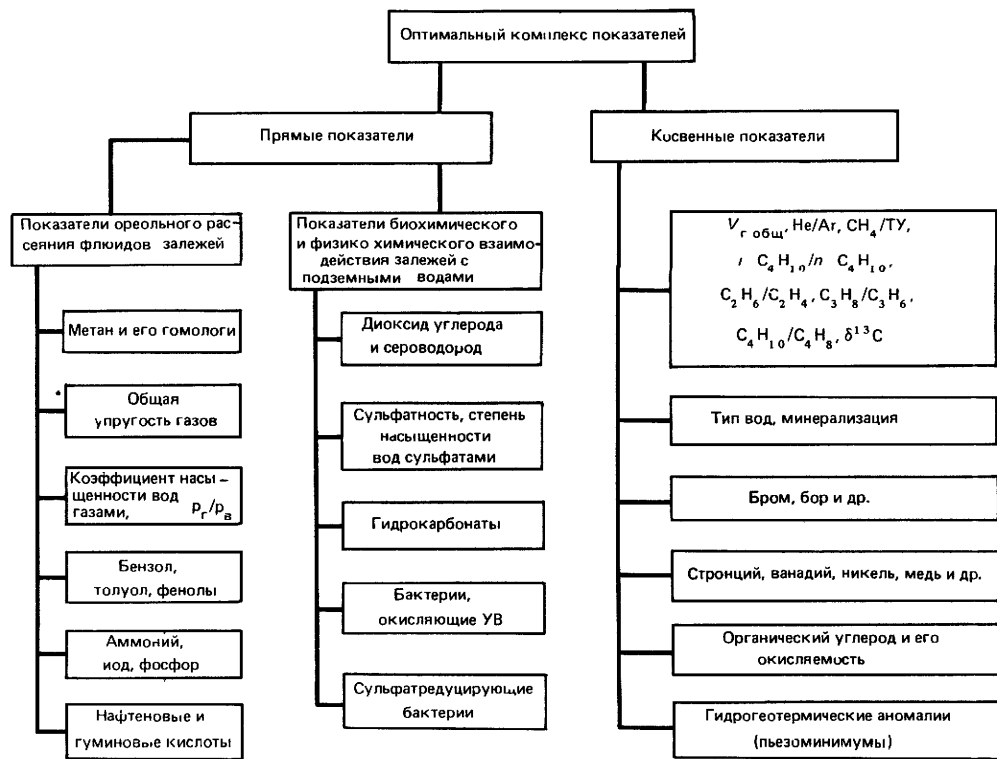


Рис. 27. Оптимальные комплексы региональных и зональных и локальных гидрогеологических показателей перспектив нефтегазоносности

Локальные показатели ореольного рассеяния флюидов залежей включают компоненты, мигрирующие от залежей и генетически связанные с залежами, и являются прямыми признаками наличия нефти и газа. Специфические показатели наличия нефтяных и газоконденсатных залежей — повышенное содержание в растворенных газах гомологов метана, сопровождающееся увеличением содержания в водах бензола, толуола, аммония.

Локальные показатели биохимического и физико-химического взаимодействия залежей с подземными водами также генетически связаны с залежами нефти и газа, но отражают условия их разрушения под действием окислительно-восстановительных процессов.

Косвенные локальные показатели нефтегазоносности несут информацию о существующих в недрах условиях, благоприятных для формирования и сохранения углеводородных скоплений.

При оценке локальных структур необходимо учитывать смещение зоны взаимодействия залежи по направлению движения подземных вод (лобовой и тыловой эффекты).

Достоверность прогноза локальных структур по гидрогеологическим данным может быть повышена с помощью методов математической статистики с использованием современной вычислительной техники. Эти методы позволяют установить оптимальную границу между фоновыми и поисковыми характеристиками в пределах определенных газогеохимических обстановок, относительную поисковую информативность и величину верхнего предела фона для каждого показателя. Указанное дает возможность по единичным пробам судить о перспективности исследуемого объекта. Например, проба газа, полученная с показателями выше верхнего предела фона, характеризует перспективные участки и, наоборот, пробы с газовыми показателями ниже этого предела довольно определенно свидетельствуют о бесперспективности разведываемой площади. Такие оценки для различных нефтегазоносных регионов проводились ранее [16, 29].

I.11. НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Нефтегазопромисловая гидрогеология оформилась как самостоятельное направление в гидрогеологии. В процессе разведки ведут наблюдения за бурящимися скважинами, выделяют и опробуют водоносные горизонты, оценивают ресурсы подземных вод, проектируют подземные водозаборы, проводят гидрогеологические наблюдения в процессе эксплуатации залежей нефти и газа.

Сейчас большинство нефтяных месторождений эксплуатируют с использованием закачки вод в пласты. Поэтому особое значение имеет изучение химического состава закачиваемых вод и распределение этих вод в отдельных пластах и горизонтах. Многие вопросы нефтегазопромисловой геологии изложены весьма подробно в работах Ю. П. Гаттенбергера, В. П. Дьяконова [6], А. С. Гаджи-Касумова, А. А. Карцева

(1984 г.), А. А. Карцева, А. М. Никанорова [20], В. Г. Каналина и др. [17].

1.11.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН

При разбуривании разведочных площадей гидрогеологические наблюдения производят с целью уточнения условий проводки скважин и вскрытия пласта, определения местоположения различных жидкостей, газов и их контактов, установления возможных гидравлических межпластовых связей, прогнозирования режимов нефтегазоносных пластов. Комплекс гидрогеологических исследований заключается в определении статических уровней и пластового давления, дебитов, температуры в пластах, гидродинамических параметров водоносных пластов и взятии проб для определения химического и газового состава вод.

Для определения положения уровня используют электроуровнемеры. Для постоянной записи колебаний уровня воды в скважинах применяют пьезографы, которые автоматически записывают колебания уровня с большой точностью. В нефтяной гидрогеологии используют также погружные пьезографы. В переливающихся скважинах манометрами замеряют избыточное устьевое давление.

Пробы воды из переливающихся скважин отбирают с устья. В скважинах с установившимся уровнем пробы воды отбирают желонками или глубинными пробоотборниками.

Пластовое давление в водяных скважинах определяют расчетным путем по положению статического уровня и плотности воды. Прямое определение пластового давления производят глубинными манометрами.

Для замера пластовой температуры используют ртутные, манометрические, электрические и контактные термометры. Хорошие результаты получают на максимальных термометрах. В настоящее время используют и различные термографы с автоматизированной записью.

Пласты, вскрытые при бурении, опробуют в необсаженных и обсаженных скважинах. В необсаженных скважинах опробование производят с помощью испытателей пластов. Они позволяют получить в основном качественную характеристику пласта, выяснить, насыщен ли пласт газом, водой. Наиболее полные сведения получают в результате исследований обсаженных скважин (см. раздел I. 5)

Производительность водоносного пласта ориентировочно определяют в период возбуждения пласта по темпу понижения уровня в процессе откачки или по скорости восстановления уровня во время остановки скважины. Пласт считают неводоносным, если приток из него не превышает $3 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Для определения установившегося притока производят откачку воды при постоянном динамическом уровне в течение нескольких суток. Зная объем мерной емкости и время ее заполнения, определяют дебит воды. Переливающие скважины обычно исследуют методом установившихся отборов на нескольких режимах. Режим истечения регулируют с помощью шайб или задвижкой на устье скважины. На каждом режиме

скважина работает не менее 2 сут. Устьевое избыточное давление измеряют образцовым манометром. Если температура выходящей воды более 30—35° С, то применение метода установившихся отборов требует замеров давления на забое скважины в процессе работы на каждом режиме.

После замера установившегося притока скважину останавливают для определения статического уровня и пластового давления воды. На основании полученных замеров восстановления уровня во времени строят кривую восстановления уровня (см. рис. 11). По этой кривой определяют статическое положение уровня и оценивают коэффициент продуктивности. В переливающих скважинах измеряют восстановление устьевого избыточного давления или замеряют восстановление уровня, навинчивая трубы над устьем скважины; исследованиями методом восстановления забойного давления определяют такие параметры, как гидропроводность и пьезопроводность.

Гидрогеологические данные по месторождению изображают на типовых гидрогеологических разрезах, различных гидрогеологических картах по отдельным пластам или горизонтам (гидропъез, минерализации, газового состава, температуры и т. д.).

В процессе разведки месторождений нефти и газа данные по исследованию скважин позволяют с высокой степенью точности определить начальное пластовое давление, уточнить положение контактов газ—вода и нефть—вода, установить степень смещения залежи.

Пластовое давление в какой-либо точке кровли водоносного пласта $p_{пл}$, вскрытого скважиной, определяют по формуле $p_{пл} = 0,1\gamma H$, где H — высота столба, м; γ — средняя по стволу скважины плотность воды при 20° С, г/см³.

Эта формула справедлива в случае, когда плотность воды мало изменяется. Однако плотность воды зависит от таких параметров как давление и температура. Для учета этих факторов при расчете средней плотности воды по стволу скважины Ю. П. Гаттенбергером (1979 г.) были предложены расчеты, по которым можно найти среднеарифметическую плотность воды в стволе скважины.

Перечисленные методы при определении пластового давления дают приближенные результаты. В. С. Федорцовым и В. П. Дьяконовым была предложена следующая формула, уточняющая расчет пластового давле-

ния: $p_{пл} = 0,1H\gamma_0 + 0,1 \int_0^{H_0} \gamma dH$, где γ_0 — плотность воды, равная 1 г/см³;

$0,1 \int_0^{H_0} \gamma dH$ — приращение давления при изменении плотности воды по

стволу скважины вследствие изменения температуры и давления. Формулой можно воспользоваться, имея замеры температуры, минерализации и газонасыщенности вод по стволу скважины.

Для определения положения ГВК и ВНК и смещения залежей нефти и газа (см. раздел I.9) используют уравнение В. П. Савченко: $\Delta h =$

$= 10(p_1 - p_2)/(\gamma_b - \gamma_n)$, где Δh — разность отметок ВНК (вертикальное смещение) по краям залежи, м; p_1 и p_2 — приведенное давление воды по краям залежи, МПа; γ_b , γ_n — плотность воды, нефти (газа) в пластовых условиях, г/см³. Смещение залежи происходит в сторону уменьшения приведенного давления воды.

Одновременно М. Хэбберт предложил аналогичную формулу, определяющую зависимость наклона поверхности газожидкостных контактов от гидравлического уклона.

В случае вскрытия пласта одной скважиной, т. е. при условии что контакт считается горизонтальным, высотное положение ГВК определяют по формуле М. А. Жданова: $h_{ГВК} = h_b - (p_{в.п} - p_{г.п}) \cdot 10/\gamma_b$, где $h_{ГВК}$ — высотное положение ГВК по отношению к уровню моря; h_b — высотное положение точки замера давления в водяной части пласта; $p_{в.п}$, $p_{г.п}$ — давление соответственно в водяной и газовой частях пласта; γ_b — плотность воды.

Для определения высотного положения предположительно горизонтального ВНК М. А. Ждановым приводится формула:

$$h_{ВНК} = [h_b \gamma_b - h_n \gamma_n - (p_{в.п} - p_{н.п})] \cdot 10 / (\gamma_b - \gamma_n),$$

где $h_{ВНК}$ — высотное положение ВНК; h_n — высотное положение точки замера в нефтяной части пласта; γ_n — плотность нефти; $p_{н.п}$ — давление в нефтяной части пласта.

В. П. Савченко для определения высотного положения предположительно горизонтальных ВНК и ГВК предложил примерно аналогичную формулу.

Расчет по формулам М. А. Жданова позволяет определить высотное положение контактов в виде отметок над уровнем моря. Формулы В. П. Савченко позволяют вычислить высоту точки замера давления над контактом в нефтяной или газовой залежи. Величины гидравлического уклона или перепада пластового давления берутся непосредственно по замерам пластового давления или статического уровня вод в скважинах. Обычно замеры делают в скважинах, вскрывших водоносную часть пласта в тыловой и лобовой частях залежи относительно направления движения подземных вод.

Для определения положения нефтяной оторочки газовой залежи, по В. П. Савченко, необходимо иметь замеры статического уровня воды по двум скважинам. Если имеется перепад давления, нефтяную оторочку следует ожидать с той стороны газовой залежи, где статические уровни меньше. В случае отсутствия здесь оторочки ее не будет и на других участках структуры.

Статические уровни, химический состав пластовых вод с успехом используют при сопоставлении пластов какого-либо месторождения, и в частности при сопоставлении линзовидных коллекторских толщ. Гидрогеологические данные иногда позволяют выявить разрывные нарушения по резкому изменению химического состава вод в зонах тектонической нарушенности.

1.11.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ РАЗРАБОТКЕ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Отличительной чертой эксплуатации месторождений нефти и газа является постоянное перемещение больших масс жидкости и объемов газа как внутри пластов, так и при межпластовых перетоках. Особую роль в этих процессах играет вода, в больших количествах закачиваемая в пласты. В результате длительной разработки и интенсивной закачки воды в пласты естественные водонапорные системы, к которым приурочены залежи нефти, превращаются в искусственно созданные техногенные системы.

В процессе разработки путем исследования наблюдательных скважин уточняют геологическое строение залежей, оценивают сообщаемость залежи с законтурной водоносной зоной, выявляют гидродинамическую связь пластов в многопластовых месторождениях, уточняют упругий запас жидкости и режим разработки. Особые разделы промысловой гидрогеохимии — изучение изменения химического состава вод в процессе разработки, изучение их коррозионных свойств, изучение и предотвращение выпадения твердых осадков, контроль за закачкой воды в пласты и оценка обводненности эксплуатационных скважин.

По наблюдательным и эксплуатационным скважинам осуществляют контроль за изменением пластового давления. По полученным данным строят карты изобар, позволяющие следить за разработкой залежи. Данные, полученные по этим скважинам, используют для уточнения границ литологически неоднородных пластов, определения гидродинамической сообщаемости залежей с законтурными частями, оценки упругого запаса водонапорных систем и режимов залежей.

Для контроля за разработкой залежей используют графики изменения уровней в наблюдательных скважинах, на которых показывают изменение уровня относительно его первоначального положения. Совместно с кривой отбора жидкости эти графики позволяют представить изменения, происходящие в пласте. Продвижение подземных вод в зависимости от длительности эксплуатации изображается на специальных картах. Сравнение карт, составленных на различные даты, с картой первоначального состояния ВНК показывает фронт продвижения воды.

Прогнозирование режима залежи основывается на изучении общих гидрогеологических условий района. Водонапорный режим характерен для горизонтов с относительно высокой скоростью подземного потока, т. е. для пластов с большим перепадом напоров и хорошей проницаемостью, что характерно для предгорных бассейнов. При наличии крупных водонапорных систем с малой скоростью подземного потока и небольшими гидравлическими градиентами можно предположить существование упруговодонапорного режима, что и свойственно бассейнам платформенного типа. В гидродинамически застойных зонах, если залежь контактирует с ограниченным водоносным горизонтом, может быть упругий или упруговодонапорный режим, который в процессе разработки сменяется режимом растворенного газа. Такими свой-

ствами, в частности, характеризуются литологические экранированные залежи.

Следует учитывать, что режимы залежей как производное от типа водонапорной системы существуют только в случае непосредственной связи залежи со всей системой. Ввиду этого необходимо еще в начале разработки хотя бы ориентировочно представить характер взаимосвязи залежи с законтурной зоной. Более достоверно взаимосвязь нефтяной и водной зон пластов определяют при эксплуатации залежей по данным о пластовом давлении в наблюдательных скважинах. При первоначальном изучении залежи хорошие результаты дает гидропрослушивание скважин в нефтяной и водной зонах. Водяные скважины реагируют на импульс, получаемый при отборе жидкости в нефтяной скважине. Гидропрослушивание результативно только при взаимодействии прослушиваемых скважин. Если импульс давления от прослушиваемой скважины не отмечен, то это еще не значит, что между скважинами нет связи.

Для установления режима разработки залежи необходимо определить упругий запас жидкости в пласте. По В. Н. Щелкачеву, под упругим запасом жидкости понимается количество жидкости, которое извлекается из пласта при снижении в нем давления за счет упругости пласта и находящейся в нем жидкости и определяется по формуле: $\Delta V_3 = (m\beta_{ж} - \beta_c)V_0\Delta p_0$, где ΔV_3 — упругий запас жидкости внутри объема пласта V при изменении давления на величину Δp_0 ; V_0 — объем пласта, в котором произошло падение давления Δp_0 ; m — пористость пласта; $\beta_{ж}, \beta_c$ — коэффициенты сжимаемости соответственно жидкости и скелета породы.

Объем пласта V_0 эквивалентен той его части, которая вошла в зону воронки депрессии разрабатываемого месторождения. Радиус воронки депрессии и среднее снижение давления Δp_0 оценивают по изменению уровней в наблюдательных законтурных скважинах. Вышеприведенная формула справедлива для случая, когда весь газ растворен в нефти.

Упругий запас жидкости зависит от коэффициента сжимаемости жидкости, насыщающей пласт. Коэффициент сжимаемости пластовой воды изменяется очень мало, но при выделении из воды растворенного газа в свободную фазу резко увеличивается величина коэффициента сжимаемости двухфазовой смеси вода—газ. Упругий запас жидкости может увеличиваться в несколько раз.

Воронка депрессии от разрабатываемой залежи, распространяясь по водоносной части нефтегазоносного пласта, вовлекает в зону действия и другие залежи, вызывая в них изменение пластового давления, наклон контакта и перетоки УВ из одних залежей в другие. Поэтому, приступая к разведке или разработке новых залежей, необходимо учитывать возможность их взаимосвязи с уже разрабатываемыми залежами.

Гидрогеологические исследования помогают определить наличие или отсутствие гидравлической сообщаемости между пластами в одном месторождении. При разработке многопластовых месторождений этот

вопрос имеет принципиальное значение. О сообщаемости пластов судят по равенству начальных приведенных напоров, сходству ионно-солевого и газового состава вод и состава нефтей и газов. Используют и данные о равенстве отметок ВНК и ГВК.

В процессе эксплуатации залежей гидрохимические показатели меняются во времени. При отборе жидкости из какой-либо скважины минерализация воды может увеличиваться или уменьшаться, меняется ионно-солевой и газовый состав, положение уровней. Эти изменения обусловлены как продвижением к забою скважины новых количеств воды, которая ранее находилась в удаленных участках пласта и имела несколько иной химический состав, так и закачкой речной или морской воды. Последние отличаются от пластовой воды и содержат ряд таких химически активных веществ, как кислород и различные соединения серы, что приводит к усилению окислительно-восстановительных процессов, к увеличению содержания в водах сульфатов, сероводорода, углекислоты.

В начале 50-х гг., когда проблема закачки воды в пласт приобрела важное значение, перед геологами встал вопрос о возможности использования вод различного состава. При закачке вод, содержащих много железа, коллоидов, взвесей, плохо растворимых гидрокарбонатов и сульфатов кальция, наблюдались случаи выпадения этих составляющих из раствора, что приводило к закупорке пор. Закачка поверхностных вод, содержащих кислород, сульфаты кальция и магния, в пласты со щелочной водой приводила к выпадению в осадок элементарной серы вследствие реакции между сероводородом и кислородом, а также карбонатов кальция, образующихся при взаимодействии сульфатов кальция с содой. Была подмечена лучшая нефтевымывающая способность щелочных вод по сравнению с жесткими. В то же время оказалось, что в песчано-глинистых породах закачка щелочных вод способствует разбуханию глин, что снижает пористость и проницаемость.

Для увеличения нефтеотдачи при закачке воды в пласт необходимо знать минерализацию и химический состав пластовой воды в различных участках залежи. Для этого составляют карточки по скважинам с указанием продукции, полученной в процессе эксплуатации. Сравнивают минерализацию и химический состав пластовой и закачиваемой вод. По изменению химического состава определяют появление закачиваемой воды в исследуемой скважине. Изучение этих данных позволяет судить о направлении и скорости продвижения закачиваемой воды в пласте. Полученные данные наносят на первичную гидрохимическую карту, что позволяет определить направление распространения закачиваемых вод.

А. Р. Ахундовым в случае закачки в пласт морских вод предложена формула для определения пропорций двух смешивающихся вод в составе смесей: $X = 100(C - B) / (A - B)$, где X — содержание первой воды в составе смеси; A , B , C — содержание какого-либо компонента соответственно в первой воде, второй воде и в образовавшейся воде-смеси (состав смешивающихся вод известен). Формула справедлива для тех

случаев, когда не происходит вторичных процессов выпадения осадков, выделения газов.

Для определения соотношения объемов и состава смешивающихся вод А. Р. Ахундов предложил график (рис. 28) в виде прямоугольного треугольника, по осям которого откладываются значения показателя анионного (по оси ординат) и катионного (по оси абсцисс) состава «чистых» и смешивающихся вод в процент-эквивалентной форме. Треугольник представляет собой часть графика-квадрата Н. И. Толстихина, на который наносятся линии равного процентного содержания закачиваемых морских вод в смесях с пластовыми водами. Поле изолиний может быть распространено на весь график-квадрат при условии наличия вод соответствующего состава. Сечение изолиний (изоконцентрат) — через 10%, за нуль приняты пластовые, за 100% морские воды.

Участок, прилегающий к оси абсцисс в правом углу графика-треугольника, определяет состав и место морской воды, закачиваемой в нефтеносные пласты. Биссектриса прямого угла треугольника делит плоскость графика на два равновеликих треугольника. Поле верхнего треугольника, прилегающего к оси ординат, соответствует щелочным водам, а поле нижнего треугольника, прилегающего к оси абсцисс, — жестким водам, как пластовым, так и смешанным.

Методика определения соотношения объемов пластовой и закачиваемой морской воды по графику проста и не требует больших затрат времени. По содержанию ионов $rCa^{2+} + rMg^{2+}$ и $rHCO_3^- + rCO_3^{2-}$ находят точку с соответствующими координатами, положение которой определяет процентное содержание морской воды в смеси изучаемых вод. График имеет дополнительные шкалы для ионов $rCl^- + rSO_4^{2-}$ и $rNa^+ + rK^+$, которые служат для проверки достоверности интерпретации, поскольку эти пары анионов и катионов дают в сумме с двумя другими парами ($rHCO_3^- + rCO_3^{2-}$ и $rCa^{2+} + rMg^{2+}$) по 50%-экв. Опыт практического применения графика показал, что погрешность определения объемов морской воды не превышает 5—10%.

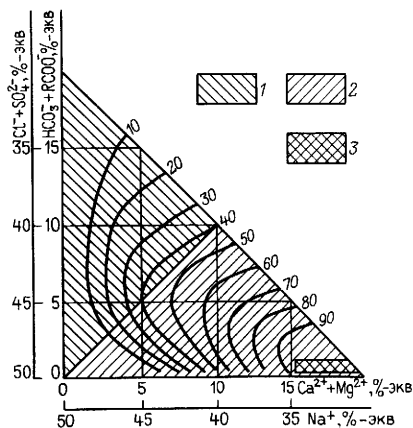


Рис. 28. График смешения пластовых вод с водой Каспийского моря (по А. Р. Ахундову).

Пластовые воды: 1 — щелочные (гидрокарбонатно-натриевый тип); 2 — жесткие (хлоридно-кальциевый и хлоридно-натриевый типы); 3 — морская вода. Шифр кривых — содержание морской воды в смеси, %

1.12. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

1.12.1. ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Под промышленными понимают воды, содержащие полезные компоненты в количестве, при котором их извлечение и последующее использование в народном хозяйстве экономически эффективно. В настоящее время в СССР и других странах из подземных вод извлекают иод, бром, бор, рубидий, калий, магний, поваренную соль, сульфаты натрия и калия и другие компоненты. Практический интерес могут представлять воды, содержащие следующие микрокомпоненты в количестве (мг/л) свыше: иода 10, брома 200, окиси бора 250, магния 100, калия 1, лития 10, рубидия 3, цезия 0,5, стронция 300, германия 0,05. Перечисленные концентрации не строго узаконены, они зависят от технического уровня производства, а также от других причин, обуславливающих важность для промышленности указанных компонентов.

По геолого-структурным особенностям, характеру коллекторов, источникам формирования эксплуатационных запасов и другим природным признакам месторождения промышленных вод разделяются на:

- месторождения в гидрогеологических бассейнах платформ;
- месторождения в гидрогеологических бассейнах складчатых областей;

- месторождения в озерных понижениях.

Месторождения в гидрогеологических бассейнах платформ обычно связаны с глубокозалегающими водоносными горизонтами (1000—1500 м и более). Они имеют большие размеры и сравнительно спокойное залегание продуктивных водоносных горизонтов и, как правило, характеризуются относительной однородностью фильтрационных свойств водовмещающих пород, выдержанностью гидрохимических показателей, высокими гидростатическими напорами и значительными эксплуатационными запасами, формирующимися главным образом за счет упругих запасов водоносных горизонтов. По характеру коллекторов выделяют водоносные горизонты поровые, порово-трещинные, трещинные и трещинно-карстовые. Шире всего развиты и наибольший практический интерес представляют водоносные горизонты с поровыми и порово-трещинными коллекторами. Трещинные и трещинно-карстовые коллекторы приурочены в основном к локальным зонам.

Месторождения в гидрогеологических бассейнах складчатых областей также приурочены обычно к глубоким частям разреза, но имеют меньшие размеры и более сложное геологическое строение и гидрогеологические условия. Фильтрационные свойства пород могут существенно изменяться, иногда на небольшом расстоянии. Гидрохимическая обстановка часто весьма сложная. При наличии крутых складок глубины залегания продуктивных горизонтов на сравнительно небольших расстояниях могут изменяться в широких пределах. Месторождения, как правило, многопластовые, как гидравлически связанные, так и

разобщенные. Разрывными нарушениями месторождение может быть разделено на отдельные тектонические блоки, либо гидравлически связанные, либо изолированные друг от друга. Эксплуатационные запасы промышленных вод в бассейнах складчатых областей могут формироваться как за счет упругих запасов вод оцениваемого горизонта, так и за счет перетекания промышленных вод из других горизонтов. По характеру коллекторов водоносные горизонты пластово-поровые, реже пластово-трещинные.

Месторождения в древних и современных бессточных озерных понижениях, заполненных рассолами (рапой) различного состава, широко распространены в южных областях СССР: в Прикаспийской и Приаральской низменностях, на юге Западно-Сибирской низменности, в Казахском нагорье, на Памире и других районах. Водоносные горизонты, находящиеся на небольших глубинах, имеют ограниченное площадное распространение. По особенностям геологического строения и гидрогеологических условий выделяются месторождения в терригенных и галогенных озерных отложениях.

1.12.2. ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Проблема использования термальных вод представляет в настоящее время практический интерес. В ряде стран (США, Италии, Японии, Новой Зеландии, Исландии и др.) построены геотермальные и гидро-термальные станции. В Советском Союзе наиболее перспективным для практического использования геотермальной энергии является Паужетский район (Южная Камчатка). Здесь открыты два месторождения — Паужетское и Кошелевское — с промышленными запасами пароводяной смеси. В Петропавловском районе выявлено несколько месторождений высокотермальных вод, представляющих значительный интерес для строительства геотермальных электростанций на специальных теплоносителях (фреоновые и др.). Опытные станции подобного рода построены на базе Паратунского месторождения термальных вод. В перспективе большой практический интерес представляет Мутновско-Жирновский район. Так, Жирновские источники изливают кипящую воду и выпускают пароводяные струи с температурой до 150°C . Их дебит достигает $1000\text{ м}^3/\text{сут}$.

На территории СССР по состоянию на 1980 г. разведанные запасы термальных вод составляют $800\text{ тыс. м}^3/\text{сут}$ и пароводяной смеси около $42\text{ тыс т}/\text{сут}$. Что касается прогнозных запасов термальных вод в условиях самоизлива (на расчетный период эксплуатации 25 лет), то они оцениваются примерно в 2 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$ и пароводяной смеси $223\text{ тыс. т}/\text{сут}$. К основным перспективным районам Советского Союза относятся: Предкавказье, Закавказье, Камчатская и Сахалинская области, обладающие наиболее высоким геотермическим потенциалом.

Под месторождением термальных вод следует понимать пространственно оконтуренную в разрезе и по площади водонапорной системы (бассейна) зону с водоносными комплексами (горизонтами), заклю-

чающими термальные воды, которые отвечают кондиционным требованиям и добыча которых по комплексу геолого-экономических показателей возможна в количествах, достаточных для рационального их использования в народном хозяйстве. Часть месторождения, где наиболее рационально располагать водозабор, называется эксплуатационным или водозаборным участком. В пределах месторождения может быть один или несколько водозаборов.

Месторождения термальных вод подразделяются:

по геологическим условиям — на месторождения пластового, трещинно-жильного и смешанного типов;

по сложности гидрогеотермических условий — на месторождения с простыми и сложными гидрогеотермическими условиями;

по числу продуктивных водоносных горизонтов — на однопластовые и многопластовые;

по числу объектов разработки — на однообъектные и многообъектные;

по фазовому состоянию термального флюида — на месторождения термальной воды, пароводяной смеси и сухого пара.

По характеру практического использования в народном хозяйстве термальные воды подразделяют на: теплоэнергетические — для выработки электроэнергии; теплотехнические — для отопления и горячего водоснабжения; хозяйственно-бытовые — для бытовых, гигиенических и технологических нужд; бальнеологические — для лечебных и спортивно-оздоровительных целей. Термальные воды используют в народном хозяйстве главным образом как тепло-энергетическое сырье. Все остальные виды использования вод (бальнеология, извлечение ценных компонентов, розлив минеральных вод и другие) попутные, и в каждом конкретном случае вопрос о целесообразности использования термальных вод для этих целей решается особо.

При разработке термальных вод важным показателем является наличие токсичных веществ (фенолов, бензола, мышьяка, аммиака и др.). Термальные воды подразделяются на: токсичные, в которых содержание компонентов превышает нормы предельно допустимой концентрации, и нетоксичные, в которых содержание компонентов отвечает этим нормам.

1.12.3. ЛЕЧЕБНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Подземные минеральные воды широко используют в качестве лечебных как для наружного, так и внутреннего применения.

К минеральным водам В. В. Иванов (1978 г.) относит природные воды, содержащие в повышенных концентрациях те или иные минеральные (реже органические) компоненты и газы и (или) обладающие какими-либо специфическими физическими свойствами (радиоактивностью, активной реакцией и др.), благодаря которым эти воды оказывают на организм человека лечебное действие.

Общие закономерности распространения подземных минеральных

вод находят наиболее четкое отражение в гидрохимических провинциях минеральных вод. Под провинциями минеральных вод понимают территории, характеризующиеся однотипностью химического состава и единством процессов образования распространенных в их пределах основных типов минеральных вод.

На Карте минеральных вод СССР (1968 г.) выделяют пять провинций минеральных вод.

I. Провинция термальных вод областей новейшего вулканизма: зона современного активного вулканизма (Юго-Восточная Камчатка и Курильские острова) и зона четвертичного вулканизма (Восточная Камчатка и Малый Кавказ).

II. Провинция углекислых вод молодой магматической деятельности (области: Закарпатская, Большекавказская, Кавказские Минеральные Воды; Малокавказская, Южно-Памирская, Тянь-Шаньская, Восточно-Саянская, Забайкальская, Южно-Приморская, Центральнокамчатская).

III. Провинция азотных термальных вод молодых тектонических движений (области: Восточно-Кавказская, Центральнопамирская, Тянь-Шаньская, Алтайская, Тувинская, Саяно-Байкальская, Южно-Забайкальская, Зейско-Буреинская, Южно-Приморская, Северо-Охотская, Чукотская).

IV. Провинция азотных, азотно-метановых и метановых вод артезианских бассейнов (выделяют 24 бассейна на платформах в краевых прогибах и 25 бассейнов и групп бассейнов в межгорных впадинах, содержащих разнообразные по ионному составу и минерализации воды и рассолы)

V. Провинция радоновых кислородно-азотных вод массивов кислых кристаллических пород (выделяют ряд обособленных районов, частично совмещающихся со второй и третьей провинциями минеральных вод).

В пределах первой, второй, третьей и пятой провинций месторождения минеральных вод имеют обычно локальный характер и приурочены к ограниченным по площади трещинно-жильным зонам, реже небольшим участкам трещинно-пластовых горизонтов. В пределах четвертой провинции месторождения минеральных вод имеют, как правило, региональное распространение и занимают значительные площади водоносных горизонтов.

По химическому (ионному и газовому) составу, физическим свойствам и лечебному значению природные минеральные воды разделяют на восемь основных бальнеологических групп: без специфических компонентов и свойств, углекислые; сульфидные; железистые, мышьяковистые и «полиметалльные» с повышенным содержанием нескольких металлов (марганца, меди, свинца, цинка, алюминия и др.), бромные, иодобромные и иодные, радоновые (радиоактивные); кремнистые термальные; слабоминерализованные — с высоким содержанием ОБ (типа нефтуси и др.).

В СССР используется более 500 месторождений минеральных вод (курортами и санаториями 273, местными бальнеолечебницами, про-

филакториями 171, заводами разлива 139) ¹. Наиболее широко курорты и санатории используют воды без специфических компонентов и свойств, особенно в пределах европейской части СССР, в значительно меньших размерах — наиболее ценные углекислые и сульфидные воды. В азиатской части СССР сульфидные воды эксплуатируют незначительно — только в трех весьма небольших месторождениях (Ангарском, Чимионском и Арчманском). Все остальные типы минеральных вод используют в значительно меньших масштабах, примерно 5—15 месторождений минеральных вод каждого типа.

1.12.4. ГАЗЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ

В подземных водах нефтегазоносных бассейнов растворены гигантские количества углеводородных газов. Даже весьма скромные подсчеты показывают, что лишь в водах нефтегазоносных бассейнов СССР содержится до 4000 трлн. м³ метана (табл. 7), а глобальный объем растворенных углеводородных газов планеты составляет 10^{16} — 10^{17} м³. Утилизация даже небольшой доли этих газов представляла бы практический интерес. Вместе с тем не следует забывать о трудностях практического осуществления такого проекта, поскольку любой метод использования растворенных газов неизбежно связан с вовлечением в технологию их добычи колоссальных масс подземных вод.

Опыт освоения водорастворенных газов весьма мал (Япония, Италия, США и Непал). В Японии разрабатывают миоценовые водоносные горизонты с газонасыщенностью 1100—2000 см³/л. Годовая добыча в бассейне Ниигата составила более 100 млн. м³, в бассейне Южный Канто 1 млн. м³/сут. В Италии разрабатывают высокогазонасыщенные воды четвертичных и кайнозойских отложений Паданской долины. В Непале, в южной части долины Катманду, разрабатывают воды четвертичных озерно-речных отложений с газонасыщенностью 2500 см³/л (G. Thapa, 1984 г.).

Американские исследователи считают перспективным освоение водорастворенных газов зон АВПД (Edgar C. Hammershaimb, Vello A. Kuusheraa, 1984 г.). По их данным, лишь в водоносных горизонтах песчаников прибрежной части штатов Техас и Луизиана содержится 162 трлн. м³ газа. Здесь выполнены эксперименты на пяти полигонах, где были вскрыты водоносные горизонты на глубинах 3600—5100 м с температурой 100—160° С и давлением 56—95 МПа. Наряду с растворенными углеводородными газами использовались тепловая энергия рассолов и гидравлическая энергия АВПД.

В США считается рентабельным использование пластовых вод с газовым фактором 7 м³/м³ и дебитом 3 тыс. м³/сут, если коллектор содержит 12 км³ воды с температурой более 150° С и минерализацией

Данные В. В. Иванова (1982 г.) на 1.1. 1981 г.

Таблица 7

Объемы растворенных газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов СССР (по Л. М. Зорькину, В. Н. Корценштейну, Б. В. Стаднику и др., 1980 г.)

Геологическая структура	Нефтегазоносный бассейн	Возраст вмещающих пород	Объем растворенных газов, трлн м ³
Восточно-Европейская платформа	Прибалтийский	Pz ₁	0,01
	Волыно-Подольский	Pz ₁	17
	Среднерусский	Pz ₃ —PR	0,3
	Тимано-Печорский	Mz—Pz ₂	280
	Припятско-Днепровско-Донецкий	Pz ₂	57
	Прикаспийский	Kz—Pz ₂	980
	Волго-Уральский	Pz ₂	140
Сибирская платформа	Иркутский	Pz ₃ —PR	32
	Тунгусский	Pz ₃ —PR	167
	Лено-Вилюйский	Mz—Pz ₃	355
	Анабаро-Ленский	Mz—Pz ₃	59
	Енисей-Хатангский	Mz—Pz ₃	132
Западно-Сибирская плита	Западно-Сибирский	Mz	1000
Скифская и Туранская плиты	Азово-Кубанский, Среднекаспийский	Kz—Mz	180
		Kz—Mz	259
Туранская плита	Кызылкумский Чу-Сарысуйский Каракумский (совместно с Северо-Устьуртским)	Kz—Mz	44
		Mz—Pz	21
		Kz—Mz	86
Современные геосинклинали и кайнозойские прогибы	Охотско-Сахалинский	Kz	240
	Южно-Каспийский	Kz	120
	Предкарпатский	Kz	15,2

менее 60 г/л. При испытании скважин, вскрывших зоны АВПД, в СССР получены газовые факторы и дебиты, близкие к рентабельным.

В подземных водах зон АВПД сконцентрирован значительный энергетический потенциал, представляющий несомненный интерес в условиях все уменьшающихся природных ресурсов традиционных видов топлива — нефти, газа, угля. Дебиты скважин и газовые факторы в большинстве случаев удовлетворительные. Эта часть проблемы не встречает принципиальных возражений. Главные трудности в захоронении сточных вод. Огромные количества последних составят, очевидно, многие сотни тысяч кубометров в сутки. Необходимость закачки этих вод в водоносные горизонты безусловно появится, и здесь возникнут задачи экономического обоснования рентабельности извлечения растворенного газа, поскольку закачка высоконапорных вод в пласт требует крупных затрат.

Исходя из приведенных соображений, вопрос о газах подземных вод как возможном источнике энергетических ресурсов пока еще не

нашел определенного решения. Однако уже сейчас ясно, что во многих случаях водорастворенные газы могут быть рентабельно использованы для местного энергоснабжения. Для дальнейшего решения проблемы нужно картирование ресурсов водорастворенных газов. Основными параметрами для выделения ресурсов являются газовый фактор подземных вод, их минерализация, температурная и гидродинамическая характеристика.

В заключение отметим, что месторождения промышленных, лечебных и термальных вод в большинстве своем приурочены к одним и тем же бассейнам пластовых вод, что ставит вопрос об их комплексной эксплуатации.

1.13. ОХРАНА НЕДР И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Интенсивный рост хозяйственной деятельности человека резко усиливает негативное техногенное воздействие на верхнюю часть земной коры, нарушая естественные условия геологической среды. В нарушении экологии окружающей среды существенная роль принадлежит и геологоразведочным работам на нефть и газ.

В районах проведения геологоразведочных работ на нефть и газ проблема охраны окружающей среды состоит прежде всего в сохранении от нарушения естественного режима пресных подземных вод — этого самого активного и «легкоранимого» компонента верхних слоев земной коры. Комплекс гидрогеологических исследований, выполняемых одновременно с геологоразведочными работами на нефть и газ, должен служить целям своевременного получения необходимой информации о ненарушенных гидрогеологических условиях разведываемых территорий и прогнозирования их возможных изменений в результате антропогенного воздействия.

1.13.1. ИСТОЧНИКИ И ТИПЫ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Техногенным загрязнением подземных вод считается появление в них вредных примесей в количестве, нарушающем способность среды к самоочищению, что делает эту воду частично или полностью непригодной для использования. Количественной характеристикой загрязнения служат определенные нормы ПДК отдельных компонентов. Загрязнение пресных подземных вод выражается в увеличении их минерализации, повышении содержания нетипичных для них компонентов (хлоридов, сульфатов, кальция, железа и др.), появлении в водах несвойственных им веществ (неорганических и органических), изменении температуры, величины рН, появлении запаха, окраски, микроорганизмов.

При поисково-разведочных работах на нефть и газ основными источниками загрязнения являются:

1. Скважины — структурные, поисковые и разведочные, геофизические, водоснабженческие и др. Загрязнение может происходить при их некачественной проводке, изоляции отдельных интервалов разреза и последующей ликвидации, что нередко приводит к нарушению сплошности осадочного чехла, затрубным межкомплексным перетокам. Загрязнение возможно и при опробовании и испытании разведочных скважин с применением методов интенсификации притока, а также при их опытно-промышленной эксплуатации.

2. Наземные сооружения — накопители промстоков, нефтехранилища, хранилища буровых промывочных жидкостей, химреагентов и др.

3. Геофизические работы — проведение сейсмических профилей, детализационная скважинная и наземная сейсморазведка с применением буровзрывных работ также может значительно ослабить надежность водоупоров. По образующимся в результате геофизических работ «окнам» возможно засоление пресных вод, используемых для водоснабжения.

Основные загрязняющие вещества, формирующие техногенные потоки от перечисленных источников загрязнения при геологоразведочных работах на нефть и газ, — нефтепродукты, газовые смеси, пластовые высокоминерализованные воды, химические реагенты (соляная кислота, ПАВ и др.), ряд компонентов промывочных жидкостей.

Концентрация отдельных компонентов в промывочных жидкостях во много раз превышает ПДК. Так, содержание фенолов нередко превосходит ПДК на два-четыре порядка, содержание хлоридов часто выше ПДК в десятки раз, соединений хрома — на три порядка, нефтепродуктов — более чем на порядок. Характерна величина такого суммарного показателя, определяющего общую загрязненность, как биохимическое потребление кислорода (количество кислорода в миллиграммах, расходующееся на окисление находящихся в 1 л воды ОВ в аэробных условиях в результате происходящих в воде биологических процессов) — в промывочных жидкостях она превышает нормативы в 400—500 раз. Помимо этого в буровых растворах содержится большое число химических веществ, которые следует рассматривать как загрязнители: сивушные масла, в составе которых присутствуют спирты C_3 — C_8 и выше, нитропроизводные, полифосфаты и другие вещества, для которых не установлены ПДК.

Расход химических реагентов — потенциальных загрязнителей при проведении буровых работ на нефть и газ — весьма внушителен. Для бурения и крепления скважин расход технической воды часто предусматривается в количестве от 40 до 20 м³/сут при испытании одного объекта; одновременный слив промывочной жидкости после окончания бурения скважины составляет около 250 м³. Для приготовления буровых растворов используют до 25 наименований химреагентов и материалов, помимо нефти и нефтепродуктов. Число химических добавок к буровым

растворам постоянно увеличивается за счет новых, предлагаемых для увеличения эффективности бурения.

При геологоразведочных работах на нефть и газ загрязнение может быть химическим, углеводородным, тепловым. Углеводородное (нефтяное) загрязнение, являющееся разновидностью химического, выделяется в обособленный тип в силу значимости негативного воздействия на геолого-гидрогеологическую среду, что связано с высокой токсичностью и миграционной способностью отдельных компонентов нефти.

Химическое загрязнение подземных вод проявляется в увеличении их общей минерализации, в росте концентраций отдельных макро- и микрокомпонентов, в появлении в подземных водах несвойственных им минеральных и органических соединений. Наиболее часто встречаемые виды химического загрязнения подземных вод — хлоридное, сульфатное, нитратное, фенолами, ПАВ, тяжелыми металлами и др. Химическое загрязнение подземных вод происходит как при фильтрации с поверхности из хранилищ промстоков, земляных амбаров для буровых растворов, складов химреагентов, загрязненных поверхностных водостоков, так и при внедрении в водоносные горизонты высокоминерализованных вод нижележащих горизонтов при межпластовых перетоках. Химическому загрязнению подземных вод сопутствуют, как правило, их интенсивная окраска, запах и повышенная температура вод.

Углеводородное загрязнение подземных вод происходит как с поверхности земли из нефтехранилищ и отстойников, складов горючесмазочных материалов, так и в результате межпластовых перетоков. Высокая адсорбционная способность нефтяных УВ на поверхности грунтов увеличивает время пребывания их в подземной гидросфере.

Тепловое загрязнение выражается в увеличении температуры подземных вод против фоновых значений. Тепловому загрязнению сопутствуют, как правило, уменьшение содержания кислорода в воде, изменение ее химического и газового состава, «цветение» воды и увеличение содержания в воде микроорганизмов. Тепловое загрязнение подземных вод обуславливается как поступлением в водоносные горизонты нагретых сточных вод с поверхности, так и внедрением вод нижележащих горизонтов вследствие затрубных перетоков.

1.13.2. ПОКАЗАТЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Предельно допустимые концентрации веществ как показатели качества вод для санитарно-бытового водопользования приведены в табл. 8.

В загрязнении подземных вод в зависимости от концентрации загрязнителя и размеров загрязненных площадей — участков выделяются следующие стадии.

Стадия загрязнения — концентрация загрязнителя в воде превышает фоновую, но не достигает величин ПДК. При этом свойства воды находятся в пределах нормы и наблюдаемые изменения не препятствуют

Таблица 8

Предельно допустимые концентрации вредных веществ в воде водоемов санитарно-бытового водопользования

Наименование ингредиентов	Лимитирующий показатель вредности	ПДК в водах ¹ мг/л
Хлориды	Органолептический	350
Сульфаты	»	500
Нефть		
многосернистая	»	0,1
прочая	»	0,3
Керосин	»	0,3
Бензин	»	0,1
Нафтеновые кислоты	»	0,3
Бензол	Санитарно токсикологический	0,5
Ксилол	Органолептический	0,5
Толуол	»	0,5
Фенолы, образующие хлорфенол ²	»	0,001
Пиридин	Санитарно-токсикологический	0,2
Свинец	»	0,1
Мышьяк	»	0,5
Ртуть (в неорганических соединениях)	»	0,005
Селен	»	0,01
Цианиды (простые)	»	0,1
Фтор (в соединениях)	»	1,5
Тетраэтилсвинец	»	Отсутствие ³
Гексахлорбензол	»	0,05
Нитрохлорбензол	»	0,05
Формальдегид	»	0,5
Урсол	»	0,1
Нитрил акриловой кислоты	»	2,0
Гексоген	»	0,1
Медь	Общесанитарный	0,1
Цинк	»	1,0
Никель	»	0,1
Кобальт	»	1,0
Кадмий	»	0,01
Хлор свободный	»	Отсутствие ⁴
Сульфиды ⁵	»	Отсутствие
Тринитротолуол	»	0,5
Хром		
трехвалентный	Органолептический	0,5
шестивалентный	»	0,1
Железо	»	0,5
Барий	»	4,0
Четыреххлористый углерод	»	5,0
Хлорбензол	»	0,1
Динитробензол	»	0,5
Динитрохлорбензол	»	0,5
Дихлорбензол	»	0,03
Трихлорбензол	»	0,03
Скипидар	»	0,2
Дихлорэтан	»	2,0
Пикриновая кислота	»	0,5
Динитронафталин	»	1,0
Тетранитрометан	»	0,5

Продолжение табл. 8

Наименование ингредиентов	Лимитирующий показатель вредности	ПДК в водах ¹ , мг/л
Стирол	»	0,1
Бутиловый спирт	»	1,0
Метилэтилкетон	»	1,0
Циклогексан	»	1,0
Хлорпрен	»	0,1
Сапонин	»	0,2

¹ При загрязнении воды водоемов санитарно-бытового водопользования комплексом веществ приведенные в таблице ПДК для отдельных компонентов должны приниматься с учетом следующих указаний:

при осуществлении предупредительного санитарного надзора ПДК каждого вещества, входящего в комплекс, должна быть уменьшена во столько раз, сколько вредных веществ с одинаковыми лимитирующими показателями предполагается к спуску со сточными водами или содержится в водоеме; при осуществлении текущего санитарного надзора сумма концентраций всех веществ, выраженная в процентах от существующих ПДК для каждого вещества в отдельности, не должна превышать 100%.

² Для пунктов водопользования, использующих водоем в качестве источника хозяйственно-питьевого водоснабжения.

³ В пределах наиболее чувствительного метода исследования.

⁴ С учетом хлоропоглощаемости

⁵ С учетом кислородного режима для зимних условий.

ее использованию для хозяйственно-питьевых нужд; изменения в составе воды указывают на наличие источника загрязнения.

Опасная стадия загрязнения — концентрация загрязнителя достигла ПДК и выше, а площадь загрязненных участков подземных вод составляет 0,02—0,5 км². Это загрязнение особенно опасно, если загрязненные участки расположены в густонаселенных районах, вблизи действующих или проектируемых водозаборов.

Чрезвычайно опасная стадия загрязнения — содержание загрязнителя в подземных водах значительно превышает ПДК, а в случае высокоокисных загрязнителей достигает ПДК, площадь загрязненных участков 0,5—1 км² и более.

Если на первых двух стадиях нарушенный естественный режим подземных вод при определенных усилиях поддается успешному и сравнительно быстрому восстановлению, то ликвидация последствий третьей стадии загрязнения нуждается в проведении более трудоемких и продолжительных мероприятий.

Существенное по масштабам загрязнение пресных (и минеральных) вод нередко происходит при межпластовых перетоках рассолов из глубоких горизонтов по стволу скважины. Это «скрытое» загрязнение часто происходит многие годы после некачественной ликвидации скважин. При этом идет активный процесс развития значительного по площади ореола загрязнения геолого-гидрогеологической среды.

Распространение нефтяного загрязнения определяется физико-химическими свойствами нефтепродуктов и параметрами среды. В водоносном горизонте нефть и нефтепродукты могут находиться в виде однофазного жидкого слоя, истинного раствора, тонкодисперсных эмульсий, сорбированном породой. Остаточное насыщение водонасыщенных

грунтов нефтью при вытеснении ее пластовой водой составляет 18—20%. По мере продвижения «нефтяного тела» в водоносном пласте образуется зона остаточного нефтяного насыщения, которая по объему значительно превышает само первоначальное «нефтяное тело».

Растворимость компонентов нефти в воде колеблется в очень широких пределах — от достаточно высокой (низкомолекулярные карбоксильные соединения, фенолы, азотистые основания и др.) до весьма низкой, составляющей 10^{-4} мг/л и менее. Усредненные величины растворимости нефти и нефтепродуктов, по данным ряда исследователей, составляют, мг/л: нефти до 30—50, бензина до 50—500, керосина до 5. При насыщении воды растворимыми нефтепродуктами содержание их в воде превышает ПДК на несколько порядков. Опасность нефтяного загрязнения для подземных вод увеличивается вследствие весьма ограниченных возможностей их самоочищения от растворенных нефти и нефтепродуктов. Поэтому даже относительно небольшие количества нефти могут загрязнить большие площади и сохраняться длительное время. Так, по данным Д. Ш. Новосельцевой (1986 г.), при фильтрации, например, с поверхности земли всего 1 м^3 нефти (этого частого вида загрязнений) площадь участка с нефтяным загрязнением поверхностного слоя грунтовых вод составит более 5 тыс. м^2 , а время существования такого участка — сотни лет. Чем больше объем инфильтрованной нефти, тем, естественно, больше масштабы загрязнения. А эти объемы в условиях поисково-разведочных площадей могут быть весьма значительными.

В состав промысловых жидкостей входит большое число химических веществ, которые могут рассматриваться как нейтральные, т. е. не разлагающиеся, не сорбирующиеся из водных растворов и не реагирующие с породой и пластовой водой. Такими компонентами являются соли неорганических кислот, растворенные нефтепродукты, органические кислоты, фенолы, полифосфаты и многие другие. Содержание этих компонентов — загрязнителей промысловых жидкостей значительно превышает ПДК. Даже при сравнительно кратковременном поступлении таких растворов в водоносный горизонт в нем после прекращения поступления остается определенный объем загрязненного раствора, так называемый «пакет», который затем передвигается в коллекторе, фильтруясь вместе с потоком вмещающей пластовой воды.

Следует отметить еще один вид загрязнения геологической среды — за счет амбаров, прудов-отстойников сточных вод и пр. Широко используемые при буровых работах, они часто являются длительными источниками загрязнения. Даже после ликвидации этих сооружений фиксируются значительные по площади ореолы с загрязненными нефтью и нефтепродуктами грунтами, вытянутые в направлении естественного потока подземных вод.

1.13.3. ОХРАНА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Охрана окружающей геологической среды при проведении геологоразведочных работ на нефть и газ — актуальная общегосударствен-

ная задача. Под охраной важнейшего составного компонента этой среды — подземных вод понимается применение мер для сохранения их естественного качества и количества. В число подлежащих охране подземных вод входят: пресные воды, минеральные лечебные воды, минеральные промышленные воды, термальные воды. Охрана подземных вод предусматривает выявление потенциальных источников загрязнения, эффективную очистку и утилизацию различных стоков, проектирование и внедрение безотходной технологии при бурении скважин и эксплуатации месторождений, захоронение стоков, дренажи. При этом следует проводить также восстановление (рекультивацию) нарушенных разведочными работами земель.

Задачи рационального использования в народном хозяйстве подземных вод прежде всего требуют их охраны от истощения и загрязнения. Истощение подземных вод — снижение их запасов — происходит во многих случаях при нарушении правил и режима проводки буровых скважин, самоизливах на поверхности, межпластовых перетоках и т. д.

Нарушение естественного гидродинамического и гидрохимического режима подземных вод фиксируется образованием техногенных гидродинамических, гидрохимических и газогидрохимических аномалий. Для того чтобы определить подобные аномалии, необходимо перед началом геологоразведочных работ или при их планировании иметь все нужные материалы по гидрогеологии района, по имеющимся и проектируемым водозаборам. Источником информации являются материалы государственной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 и более крупные, данные изысканий для водоснабжения, ирригации, гидротехнического строительства и т. д.

На региональном и поисковом этапах нефтеразведочных работ прогноз загрязнения осуществляют путем наблюдений по имеющимся водопунктам и двум-трем скважинам на основные водоносные горизонты (в том числе используемые для хозяйственно-питьевых нужд) в 50—200 м ниже по потоку от буровой площади. Из режимных скважин один раз в месяц отбирают пробы воды на химический анализ и замеряют статический уровень. Срок наблюдений, как считает Ф. П. Самсонов, 1—2 года. Если за этот период не будет обнаружено признаков загрязнения, то режимные скважины сохраняют для дальнейших наблюдений на последующих этапах геологоразведочных работ или ликвидируют при необнаружении месторождения. Для прогнозирования загрязнений подземных вод при авариях требуется значительный объем специальных гидрогеологических работ.

На разведочном этапе резко увеличивается плотность возможных очагов загрязнения. Вследствие этого необходимо на основе имеющихся материалов или детальных гидрогеологических работ выполнить построения, отражающие естественную динамику и химизм вод водоносных горизонтов зоны активного водообмена в пределах разведочной площади и смежных участков. Затем следует создать наблюдательную сеть для контроля измерений гидрогеологической обстановки.

Особо опасные загрязнения подземных вод отмечаются на этапе

эксплуатации месторождений нефти и газа. Здесь очаги загрязнения различного происхождения часто связаны гидродинамическими и физико-химическим взаимодействием между собой и водозаборами, сооруженными для водоснабжения промысла.

При разработке нефтяных и газовых месторождений без поддержания пластового давления нередко фиксируется значительное истощение глубоких водоносных горизонтов. Отмечается также по площади месторождения истощение водоносных горизонтов зоны активного водообмена вследствие их нерациональной эксплуатации для хозяйственно-питьевых нужд. В то же время при поддержании давления в продуктивных водоносных горизонтах эксплуатируемого месторождения часто образуются обширные купола репрессии, отрицательно воздействующие на гидродинамический режим пресных, минеральных и термальных вод. При перепадах купола репрессии влияют на режим вод зоны активного водообмена. В связи с этим отмечаются случаи заболачивания, подтопления и т. д. При закачке вод для поддержания пластового давления происходят сложнейшие, чаще негативные, изменения солевого и газового состава вод продуктивных отложений, а также верхних водоносных горизонтов. Возникающие при разработке залежей нефти и газа депрессии вызывают просадки земной поверхности, а иногда и землетрясения.

II. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СССР

Как уже отмечалось (см. раздел I.4), при описании гидрогеологических условий нефтегазоносных территорий был использован бассейновый принцип нефтегеологического районирования, так как он в большей мере отвечает поставленной задаче, хотя и в этом случае авторы не избежали ряда противоречий. Особенно это проявляется в несопоставимости размеров отдельных бассейнов и водонапорных систем и в трудностях определения границ водонапорных систем нефтегазоносных бассейнов в ряде регионов.

Нефтегазоносные бассейны подразделяют на внутриплатформенные, эпиплатформенные, орогенные, складчато-платформенные, внутрискладчатые и приокеанические [35]. При описании бассейнов, кроме типа бассейна, учитывалось их расположение в пределах СССР. В связи с этим на территории СССР выделены четыре крупных региона:

Восточно-Европейская платформа и Предуральский передовой прогиб — Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Днепровско-Донецкий, Припятский, Прибалтийский и Вольно-Подольский нефтегазоносные бассейны. Прикаспийский бассейн, вслед за А. А. Карцевым (1963 г.), рассматривается как наложенный бассейн на южную окраинную часть Волго-Уральского мегабассейна;

эпигерцинские платформы и территории альпийской складчатости на юге и юго-западе СССР — Предкарпатский, Закарпатский, Причерноморско-Крымский (Северо-Черноморский), Азово-Кубанский, Средне-Каспийский (Мангышлакско-Терско-Каспийский), Южно-Каспийский, Каракумский, Северо-Устюртский, Чу-Сарысуйский, Ферганский и Афгано-Таджикский нефтегазоносные бассейны; Средне-Каспийский бассейн как единая водонапорная система состоит из двух частей: восточной — Южно-Мангышлакский и западной — Терско-Каспийский (или Терско-Кумский) бассейны;

Западно-Сибирская плита и Восточно-Сибирская платформа — Западно-Сибирский, Иркутский, Тунгусский и Лено-Вилуйский нефтегазоносные бассейны; под Иркутским бассейном понимают Присяно-Енисейский и Прибайкало-Ленский бассейны [35];

Дальний Восток — выделяют большое число нефтегазоносных бассейнов, однако гидрогеологическая изученность их крайне невысока, лучше изучены гидрогеологические условия месторождений Северного Сахалина (Охотско-Сахалинский бассейн) и Коллаковской впадины на Камчатке (Охотско-Камчатский бассейн).

II.1. ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

II.1.1. ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ БАССЕЙН

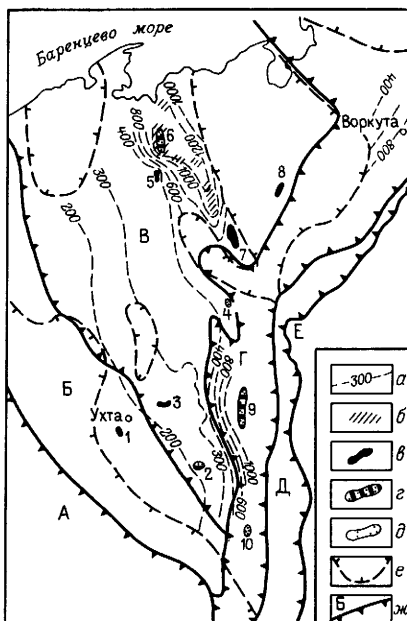
Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн занимает северо-восточную часть Русской плиты, его контуры условно проводят по восточному склону Тиманского кряжа, Колвинско-Полюдовскому поперечному поднятию и восточной границе Западно-Уральского надвиго-складчатого пояса. Общая площадь бассейна около 350 тыс. км². Существенный вклад в изучение геологии, нефтегазоносности и гидрогеологии бассейна внесли А. Я. Кремс, Б. Я. Вассерман, Н. Д. Матвиевская, В. М. Матусевич, Б. Н. Любомиров, Г. П. Лысенин, Н. И. Невская, Ю. Д. Николаев и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Тимано-Печорский бассейн включает четыре надпорядковые структуры: Тиманский кряж (его юго-восточную часть), Печорскую синеклизу, северные части Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральского надвиго-складчатого пояса, разделяемые на ряд крупных тектонических элементов (рис. 29), в пределах которых выявлено мно-

Рис 29 Схема гидроизоэпез среднедевонско-нижнефранского гидрогеологического комплекса Тимано-Печорского бассейна.

а — гидроизоэпезы приведенных напоров подземных вод, м, *б* — участки сверхгидростатического давления, месторождения *в* — нефтяные, *г* — нефтегазовые или нефтегазоконденсатные, *д* — газовые или газоконденсатные (1 — Ярегское, 2 — Нижнеомринское, 3 — Западно-Тэбукское, 4 — Печоро-Кожвинское, 5 — Пашшорское и Верхнегрубешорское, 6 — Лаявожское, 7 — Усинское, 8 — Салюкинское, 9 — Вуктыльское, 10 — Рассохиинское), *е* — границы распространения комплекса, *ж* — надпорядковые тектонические элементы А — Мезенско Вычегодская синеклиза, Б — Тиманский кряж, В — Печорская синеклиза, Г — Предуральский краевой прогиб, Д — Западно-Уральский надвиго-складчатый пояс, Е — Центральноуральское поднятие



жество локальных структур. Современный структурный план в основном сформирован в визейско-триасовый этап герцинского тектогенеза.

В основании вскрытого разреза залегает складчатый фундамент, представляющий собой верхнепротерозойский (рифей-вендский) структурно-формационный ярус и сложенный сильно метаморфизованными осадочными породами и магматогенными образованиями, интенсивно дислоцированными в байкальский цикл тектогенеза.

Фундамент пересекается разломами, проникающими в осадочный чехол и создающими блоковое строение региона.

Осадочный чехол имеет мощность до 6—7 км в Печорской синеклизе и до 10—12 км в Предуральском прогибе, в основании его залегают отложения кембрия и ордовика мощностью более 1 км. С размывом они перекрываются известняками и доломитами силура (мощность до 400 м). Терригенно-карбонатные отложения девонского, каменноугольно-нижнепермского возраста мощностью более 6 км характеризуются большим числом стратиграфических перерывов с выпадением свит и ярусов. Мезозойско-кайнозойские отложения распространены только в северных районах бассейна.

В осадочном чехле бассейна выделяют три структурно-формационных яруса, соответствующие основным циклам развития территории и разделенные крупными стратиграфическими несогласиями: ордовикско-нижнедевонский (до 3—3,5 км), среднедевонско-триасовый (до 7—8 км) и юрско-кайнозойский (до 0,8—1 км).

Нефтегазонасность установлена почти по всему разрезу — от пород складчатого фундамента (Южный Тиман) до мезозойских (северные районы бассейна). В разрезе осадочного чехла выделяют регионально нефтегазонасные комплексы: среднедевонско-нижнефранский, верхнедевонский, нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнепермский и верхнепермско-триасовый. Выявлено около 110 месторождений нефти и газа, в том числе более 70 промышленных. Наиболее продуктивны среднедевонско-нижнефранские терригенные и каменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения. Промышленные залежи выявлены в интервале глубин от 120—150 м (Ярегское месторождение тяжелой нефти на Южном Тимане) до 4200—4500 м (Командиршорское газоконденсатное месторождение в Денисовской впадине).

Гидрогеологическая изученность неравномерна и в целом недостаточна. Лучше исследованы юг Печорской синеклизы и некоторые структуры Печоро-Колвинского авлакогена, хуже — Западно-Уральский надвиго-складчатый пояс, имеющий сложное строение. Более изучена верхняя часть осадочного чехла (до глубины 3,5—4 км), данные по более глубоким горизонтам весьма ограничены, хотя на ряде площадей бурением охвачен интервал глубин до 5,5—6,4 км.

В соответствии со структурно-формационными ярусами в разрезе бассейна выделяют четыре гидрогеологических этажа: верхнепротерозойский, ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-триасовый, юрско-кайнозойский. Первый этаж ввиду сложности строения и недостаточной изученности не расчленяется, в остальных этажах выделяют регио-

нально распространенные нефтегазоводоносные и разделяющие их нефтегазоводоупорные комплексы. Объем комплексов на разных структурах неодинаков, границы между ними из-за фациальной изменчивости пород могут проходить на различном стратиграфическом уровне. В ряде районов вследствие размывов наблюдается выпадение из разреза некоторых комплексов. Большинство водоносных комплексов содержит зональные и локальные водоупоры, которые наряду с региональными нередко служат покрывками нефтяных и газовых залежей.

В *верхнепротерозойском этаже* водовмещающие породы представлены пористыми, трещиноватыми, часто выщелоченными и кавернозными известняками, доломитами, гипсами. Водоупорной кровлей этажа служит толща афонинских глин мощностью до 40—60 м.

В *ордовикско-нижнедевонском этаже* выделяют два гидрогеологических комплекса: ордовикско-силурийский и нижнедевонский, разделенные водоупором нижнедевонских глин, глинистых известняков и доломитов мощностью до 40—60 м. Верхним водоупором этажа служит толща ангидритов, глинистых доломитов и известняков нижнего девона мощностью до 200—300 м.

Среднедевонско-триасовый гидрогеологический этаж состоит из семи гидрогеологических комплексов: среднедевонско-нижнефранского, верхнедевонско-нижнекаменноугольного, визейско-серпуховского, каменноугольно-нижнепермского, верхнепермского, нижнетриасового и средневерхнетриасового.

В *юрско-кайнозойском этаже* выделяют два гидрогеологических комплекса: средневерхнеюрский и мел-четвертичный. Мел-четвертичный водоносный комплекс с точки зрения нефтегазоносности не представляет интереса. Он содержит пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды. В средневерхнеюрском комплексе установлены нефтегазопроявления. Комплекс может быть промышленно перспективным в центральной, наиболее погруженной, части бассейна.

Водовмещающие породы характеризуются большой фильтрационной и емкостной неоднородностью. В терригенных водоносных комплексах от средневерхнеюрского до верхнепермского пористость песчаников изменяется от 4—10 до 30—35%, проницаемость от $(0,5—3) \cdot 10^{-15}$ до $(400—900) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и даже $4100 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а водопритоки в скважины обычно составляют 100—200 м³/сут, достигая 2500 м³/сут. С глубиной фильтрационные свойства ухудшаются, и в интервале глубин 2—4,5 км открытая пористость в большинстве случаев не превышает 8—10%, а проницаемость $(20—30) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Но и здесь нередко имеются пласты и толщи с высокими коллекторскими свойствами. Пористость закарстованных известняков и доломитов в флюидоносных комплексах от каменноугольно-нижнепермского до верхнедевонско-нижнекаменноугольного нередко достигает 20—25%, иногда 30—34%, проницаемость повышается до $(100—150) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и даже до $(3000—4000) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Водопритоки в скважины колеблются от 1—5 до 200—300 м³/сут, а порой до 1000—1500 м³/сут. Среднедевонско-нижнефранский комплекс характеризуется пористостью 6—20% и проницаемостью от $(4—10) \cdot 10^{-15}$ до

$(150-500) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а в отдельных случаях до $1500 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Водоприитоки составляют 3—125 м³/сут и более.

На территории бассейна выявлены водонапорные системы инфильтрационного, элизионного и промежуточного типов. К инфильтрационным системам с выраженными областями инфильтрационного питания, создания напора и разгрузки подземных вод относятся мезозойско-кайнозойские гидрогеологические комплексы, а на западе Печорской синеклизы и в Косью-Роговской впадине — также комплексы от верхнепермского до верхнедевонско-нижнекаменноугольного. Их области питания находятся на Тимане, Урале, поднятиях Чернышова и Чернова, некоторых водораздельных участках, а региональная разгрузка осуществляется, вероятно, в Баренцево море. Дренарующее влияние оказывают долины крупных рек. На остальной части территории эти комплексы представляют собой, судя по всему, системы промежуточного типа.

Водонапорной системой элизионного типа является среднедевонско-нижнефранский гидрогеологический комплекс. Отметки приведенных напоров изменяются от 63—70 м на Тимане до 1000—1200 м и больше на Печоро-Колвинском авлакогене и Верхнепечорской впадине (рис. 29), что отражает различное энергетическое состояние недр. Наличие пьезомиимумов и пьезомаксимумов в подошвенных водах многих месторождений указывает на широкое развитие процессов вертикальной миграции флюидов: их восходящее движение, иногда с разгрузкой на поверхности, установлено в Большеземельской тундре [37] и в ряде других районов.

Пьезомаксимумы часто совпадают с проявлениями сверхгидростатического давления, природа которого до конца не выяснена; предполагается, что важную роль в его образовании играет тектонический фактор. Зоны сверхвысокого давления на севере бассейна контролируются надежными флюидоупорами, прежде всего — нижнефранским глинистым. В ряде случаев пластовое давление превышает условное гидростатическое на 30—50%.

При анализе характера изменения пластовой температуры на горизонтальных срезах зафиксирована температура от -3°С в зоне многолетнемерзлых пород (северная и северо-восточная части региона) до $100-116^\circ \text{С}$ на глубинах 4—6 км. Геотермические поля обнаруживают резкую дифференциацию уже на срезе —1000 м, где температура варьирует от $14-16^\circ \text{С}$ в Варандей-Адзвинской зоне до $36-39^\circ \text{С}$ на юге Ижма-Печорской впадины. На отметке —2000 м температура колеблется от $33-37$ до $80-85^\circ \text{С}$, —3000 м от $54-57$ до $83-93^\circ \text{С}$, —4000 и —5000 м соответственно 102°С и 185°С (по расчетам У. И. Моисеенко, 1983 г.). Плотность теплового потока на территории изменяется от 40 до 80 мВт/м², составляя в среднем 53 мВт/м². Геотермические аномалии на глубинах 5—10 км, вероятно, вызваны существованием магматических очагов расплава базальтового слоя, находящихся на глубине 24—42 км.

Тимано-Печорскому бассейну свойственна как нормальная, так и инверсионная гидрохимическая зональность. При нормальной зональности для всех комплексов характерны нарастание

минерализации с глубиной и преобладание на глубинах 2—4,5 км рассолов хлоридно-кальциевого типа с соленостью от 70—100 до 250—280 г/л с содержанием, мг/л: брома до 900—1100, иода до 20—56, сульфат-иона до 700—1200, гидрокарбонат-иона до 800—1000. В водах присутствуют калий, барий, стронций, бор, аммоний, марганец, двух- и трехвалентное железо. Как правило, высока степень метаморфизации вод (rNa/rCl 0,6—0,8).

Гидрохимическая инверсия выражается в появлении на глубинах 2—4,5 км вод с пониженной минерализацией и нередко в изменении их типа (Н. М. Невская, 1979 г.) Это явление обнаружено в водоносных комплексах от каменноугольно-нижнепермского до ордовикско-силурийского в северных впадинах Предуральяского прогиба (рис. 30). Здесь встречены воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 3—11 г/л, с резко пониженным содержанием брома (до 17 мг/л), иода (до 1—3 мг/л), сульфат-иона (до 66 мг/л) и высокой концентрацией гидрокарбонат-иона (1100—4000 мг/л и более). Опреснение вод в глубоких горизонтах можно объяснить процессами гидрослюжидации монтмориллонита и внедрением из глубинных частей разреза водогазовых флюидов, образовавшихся в результате регионального метаморфизма или поствулканической деятельности и обогащенных углекислотой, а иногда и сероводородом

Растворенные газы и ОВ подземных вод изучены слабо. Имеющиеся данные показывают, что в среднедевонско-нижнефранском, каменноугольно-нижнепермском и ряде других водоносных комплексов газонасыщенность вод и содержание в составе газов УВ, особенно тяжелых, возрастают вниз по разрезу и в сторону Предуральяского прогиба. На глубинах 2—4,5 км преобладают газы углеводородно-азотного и азотно-углеводородного состава. Доля УВ заметно увеличивается вблизи нефтяных и газовых залежей. На ряде северных площадей в водах присутствует сероводород: максимальное количество его (4250 мг/л) отмечено в ордовикско-силурийском комплексе. По данным С. И. Сергеенко

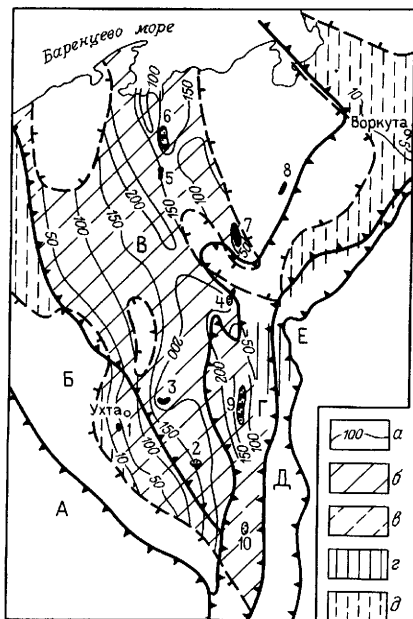


Рис 30 Гидрохимическая схема среднедевонско-нижнефранского водоносного комплекса Тимано-Печорского бассейна

a — изомеры, г/л, области распространения вод *б, в* — хлоридно-кальциевого, *г, д* — гидрокарбонатно-натриевого типов (*б, г* — установленные, *в, д* — предполагаемые)

Остальные условные обозначения см на рис 29

и др. (1983 г.), концентрация ВРОВ колеблется от 20 до 380 мг/л. Высоко содержание органических кислот, в том числе жирных (до 200—300 мг/л). В водах присутствуют битумоиды, бензол, фенолы и другие соединения. Установлена связь количества и состава ВРОВ с составом углеводородных флюидов в залежах.

Подземные воды месторождений

Ярегское нефтяное месторождение (открыто в 1932 г. и разрабатывается шахтным способом с 1939 г.) приурочено к пологой антиклинальной складке, расположенной на Ухтинской брахиантиклинали (Южный Тиман). Площадь месторождения около 30 км².

Разрез сложен верхнепротерозойскими, среднедевонскими, нижнефранскими и четвертичными отложениями. Выделяют верхнепротерозойский гидрогеологический этаж и среднедевонско-нижнефранский водоносный комплекс. Массивно-пластовая сводовая залежь тяжелой нефти вскрыта на глубине 120—150 м в среднедевонских, отчасти нижнефранских песчаниках. Коллекторы трещинно-поровые, с пористостью 3—34% (в среднем 15%) и проницаемостью $(2—1200) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Верхнепротерозойский гидрогеологический этаж содержит воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 25—50 г/л (табл. 9). Газовый состав вод не изучен. Начальные статические уровни неизвестны. В настоящее время воды сильно дренированы шахтами. Водопритоки в скважины и шахты достигают 3000—5800 м³/сут.

Воды среднедевонско-нижнефранского комплекса в основном хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 17—27 г/л, с незначительной концентрацией брома. Водорастворенные газы метанового состава (табл. 10). Пластовая температура 14—18°С. Комплекс дренирован нефтешахтами. Водопритоки в скважины и подземные выработки колеблются от 20—50 до 1800—2000 м³/сут. Песчаные прослои в толще нижнефранских глин, экранирующих залежь, содержат пресные и солоноватые воды гидрокарбонатно-натриевого типа. В растворенном газе преобладает метан. Замеренные статические уровни располагаются на отметках 120—150 м.

Лаявожское нефтегазоконденсатное месторождение (открыто в 1971 г.) находится на одноименной антиклинали в северной части Лайского вала, расположенного в Денисовской впадине. Площадь месторождения 355 км².

Вскрытый разрез сложен породами от девонского до четвертичного возраста (рис. 31). Выделяют среднедевонско-нижнефранский, среднедевонско-нижнекаменноугольный, визейско-серпуховский, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, нижнетриасовый, средневерхнетриасовый, средневерхнеюрский, мел-четвертичный водонептегазонасыщенные и нижнефранский, нижнекаменноугольный, серпуховский, нижневерхнепермский, нижнетриасовый, верхнетриасовый, юрско-меловой водоупорные комплексы.

Таблица 9

Химический состав подземных вод месторождений Тимано-Печорского бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л		M, г/л γ, г/см ³	Тип вод	Воды	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Br ⁻				I ⁻
<i>Ярегское месторождение</i>													
PR ₂	477	<u>30200</u> 851	Следы	80	<u>3100</u> 153	<u>900</u> 74	<u>14300</u> 625	57	Не опр.	<u>48,6</u> 1035	ХК	Нижние	
PR ₂	242—315	<u>17000</u> 479	20 0,4	<u>250</u> 4,1	<u>1500</u> 73	<u>400</u> 36	<u>8600</u> 374	76		<u>27,9</u> 1021	»	»	
D ₂	162—219	<u>10400</u> 293	5 0,09	<u>410</u> 6,7	<u>800</u> 39	<u>250</u> 10,7	<u>5500</u> 240		Не опр	<u>17,4</u> 1012	»	Подошвенные	
D ₃ f ₁	97—110	<u>1600</u> 45	20 0,4	<u>790</u> 12,9	<u>30</u> 1,3	<u>20</u> 2	<u>1300</u> 55		»	<u>3,7</u> 1003	ГКН	Верхние	
<i>Лаявожское месторождение</i>													
D ₂ —D ₃ f ₁	4450—4500	<u>115300</u> 3253	450 9,5	30 0,5	<u>15000</u> 750	<u>1200</u> 97	<u>554000</u> 2407	<u>340</u> 8,7	628	10	188,5 1128	ХК	Нижние
C ₂₋₃	2553—2611	<u>65800</u> 1856	1040 21,6	1010 16,8	<u>5300</u> 264	<u>1300</u> 103	<u>34500</u> 1502	<u>1000</u> 25,6	243	14	110,4 1076	»	Нижние краевые
C ₃	2443—2448	<u>60600</u> 1710	1220 15,4	800 13,1	<u>4700</u> 233	<u>1400</u> 113	<u>32300</u> 1405		218	17	101,4 1072	»	Подошвенные
P ₁	2431—2438	<u>69100</u> 1950	600 12,6	90 1,5	<u>8600</u> 432	<u>1500</u> 126	<u>32400</u> 1409		225	15	112,7 1079	»	Нижние краевые
P ₂	1869—1893	<u>44300</u> 1250	10 0,2	5800 0,1	<u>1300</u> 288	<u>19700</u> 106	<u>858</u>		132	9	71,3 1053	»	Верхние
T ₁	1534—1539	<u>36500</u> 1030	10 0,2	20 0,3	<u>5200</u> 258	<u>900</u> 70	<u>16100</u> 700	<u>50</u> —	94	7	58,9 1043	»	»
T ₂₋₃	1237—1253	<u>17400</u> 490	20 0,5	70 1,1	<u>2300</u> 113	<u>200</u> 19	<u>8300</u> —		64	7	28,3 1020	»	»
J ₃	630—636	<u>1700</u> 49	160 3,4	240 3,9	<u>800</u> 4	<u>4</u> 0,3	<u>1200</u> 52		5	Не опр	3,4 1003	СН	»

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л		M, г/л γ, г/см ³	Тип вод	Воды
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Br ⁻			
<i>Усинское месторождение</i>												
D ₂	3450—3456	39400 1110	490 10,2	100 1,6	300 151	400 30	21700 944	255	33	65,3 1046	ХК	Подошвенные
D _{3fm}	2571—2744	49100 1357	1650 34	230 3,8	6100 304	1240 102	22800 992	247	Не опр.	80,4 1060	»	Краевые
D _{3fm}	1972—2195	41400 1168	840 17,5	280 14,6	300 150	1100 89	21900 953	181	»	68,7 1050	»	»
D _{3fm}	2026—2032	50900 1436	2400 50	380 6,2	6500 322	2100 173	23000 1002	379	4	85,7 1063	»	»
C ₁	2327—2432	43500 1227	1500 32	170 2,8	5400 268	1100 90	20900 907	197	5	72,8 1054	»	»
C ₂	1457—1461	49900 1408	110 2,3	100 1,7	7300 366	3900 320	16700 728	175	6	78,3 1059	»	Подошвенные
C ₃	1391—1399	47800 1348	20 0,5	90 1,4	6500 325	3900 320	16300 707	163	Не опр.	74,7 1052	»	»
J	327,5	40 1,2	20 0,4	160 2,6	20 1	10 0,5	60 2,7		Не опр.	0,3 1000	ГКН	Верхние
<i>Вуктыльское месторождение</i>												
D _{3fm} — C _{1t}	4966—5446	146700 4138	590 12,3	120 2,0	17500 875	750 62,5	74000 3217	131	6	239,8 1159	ХК	Нижние
C _{1v2}	3670—3684	150800 4249	530 11	270 4,4	9600 480	2400 200	82500 3588	336	9	246,6 1168	»	Подошвенные с газом
C ₂	3840—3850	147900 4170	580 12	110 1,8	10000 500	2700 225	79700 3464	362	9	241,3 1162	»	То же
C _{1v3}	3519—3550	150700 4251	700 14,5	10 0,2	10000 498	1400 117	84100 3655	317	13	247,2 1167	ХК	Подошвенные с газом
C ₁₋₂	3462—3503	148400 4187	670 14	70 1,2	10800 540	1200 102	82000 3563	317	13	243,7 1168	»	»

C ₂	3448—3500	$\frac{15400}{4344}$	$\frac{700}{14,6}$	$\frac{20}{0,3}$	$\frac{10100}{504}$	$\frac{1500}{128}$	$\frac{85100}{3712}$	$\frac{600}{15,4}$	228	14	$\frac{252,9}{1160}$	»	ГКН	Подошвенные Крайевые Конденсаторные внутри залежи
C—P ₁	3587—4014	$\frac{157500}{4443}$	$\frac{960}{19,9}$	$\frac{110}{2,7}$	$\frac{5500}{277}$	$\frac{200}{18,2}$	$\frac{95600}{4154}$	$\frac{620}{16}$	159	5	$\frac{260,8}{1176}$			
C—P ₁	2782—3287	$\frac{30}{0,8}$	$\frac{10}{0,3}$	$\frac{570}{9,3}$	$\frac{10}{0,6}$	$\frac{2}{0,2}$	$\frac{220}{9,6}$		Не опр		$\frac{0,84}{1000}$			

Примечание Содержание ионов аммония и бора в водах месторождений, мг/л Лаявожское, скв 1 — соответственно 47 и 66, скв 28 — 111 и 65, скв 155 (Т₁) — 40 и 32, Вуктыльское, скв 31 — 142 и 54, скв 9 — 56 и 22 (в остальных случаях аммоний и бор не определяли)

Таблица 10

Характеристика газов подземных вод месторождений Тимано-Печорского бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина, м и способ отбора пробы	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %							Общая упругость газа, МПа	P _r /P _b
						H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + +в	N ₂ +редкие		

Ярегское месторождение

D ₂ ef	215—218	Бутыль Савченко	Не опр	~20	Не опр.	Не обн	2,2	96,1		0,5		1,2	Не опр
D ₂ ef	187	187, бутыль Савченко	14	25	»	»	1,0	98,2		0,2		0,6	»
D ₃ f ₁	92	92, бутыль Савченко		Не опр	»	»	0,9	97,3		Не обн		1,8	»

Лаявожское месторождение

P ₁	2431—2438	2430, ПД-3	60,8	112,7	1050	0,5	0,1	40,3	1,1	0,2	0,2	48,6	8,2	0,34
P ₂	1869—1893	1800, ПД-3	44	71,3	790	Не обн	0,2	78,4	1,4	0,4	0,8	19,0	4,5	0,26
T ₁	1534—1539	1510, ПД-3	32,7	58,9	650	Не обн		78,8	1,6	0,1	Следы	19,5	3,0	0,22

Усинское месторождение

D ₂	3450—3456	2000, ПД-3	77,1	65,3	1410	1,2	0,4	86,8		7,1		4,5	10,5	0,28
D ₂	3086—3095	3000, ПД-3	69,8	64,9	1080	3,6	0,6	76,4		10,0		9,4	6,8	0,21

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина, м, и способ отбора пробы	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %							Общая упругость газа, МПа	ρ _г /ρ _в
						Н ₂	СО ₂	СН ₄	С ₂ Н ₆	С ₃ Н ₈	С ₄ Н ₁₀ + +в.	Н ₂ +ред- кие		
D ₃ fm	1972—2195	2006, ПД-3	36	72,5	560	Не обн.	0,5	44,3	7,8	11,0	4,1	32,3	2,4	0,15
C ₁	1765—1850	1624, ПД-3	34,1	43,7	520	»	1,2	75,1	Следы	1,7	Не обн.	22,0	2,3	0,13
C ₃	1391—1399	1360, ПД-3	27,5	75,1	920	»	0,1	87,4	1,7	0,2	0,1	10,5	4,9	0,34
<i>Вуктыльское месторождение</i>														
C ₂	3840—3850	3500, ВПП-300	73	241,3	480	Не обн.	74,5	3,5	0,4	0,1	21,5	11,7	0,35	
C ₂	3630—3690	3500, ВПП-300	68,2	241,6	740	»	68,4	2,3	0,3	0,1	28,9	17,7	0,43	
C _{1V3}	3519—3550	2500 ПД-3	44,4	247,2	1510	Не обн.	0,2	87,8	4,9	1,3	1,5	4,9	16,8	0,55
C ₁₋₂	3508—3560	3500, ПД-3	68	222,7	750	Не обн.	86,7	3,4	0,4	0,1	9,4	16,3	0,48	
C ₁₋₂	3462—3503	2700, ПД-3	53,9	243,7	1900	»	81,8	5,7	2,0	5,1	5,4	17,8	0,62	
C—P ₁	3587—4014	3465, ПД-3М	67	260,8	490	»	74,4	2,5	0,3	Следы	22,8	12,5	0,34	

Примечания. 1. Сероводород отсутствует. 2. Объемное содержание гелия и аргона в водах месторождений, %: Ярегское, скв. 180—0,06, скв. 3—1,8; Усинское, скв. 1 (C₁) — 0,07 (аргона 0,08); Вуктыльское, скв. 13—0,08 (аргона 0,04), скв. 70—0,05, скв. 9—0,24 (в остальных случаях гелий и аргон не определяли).

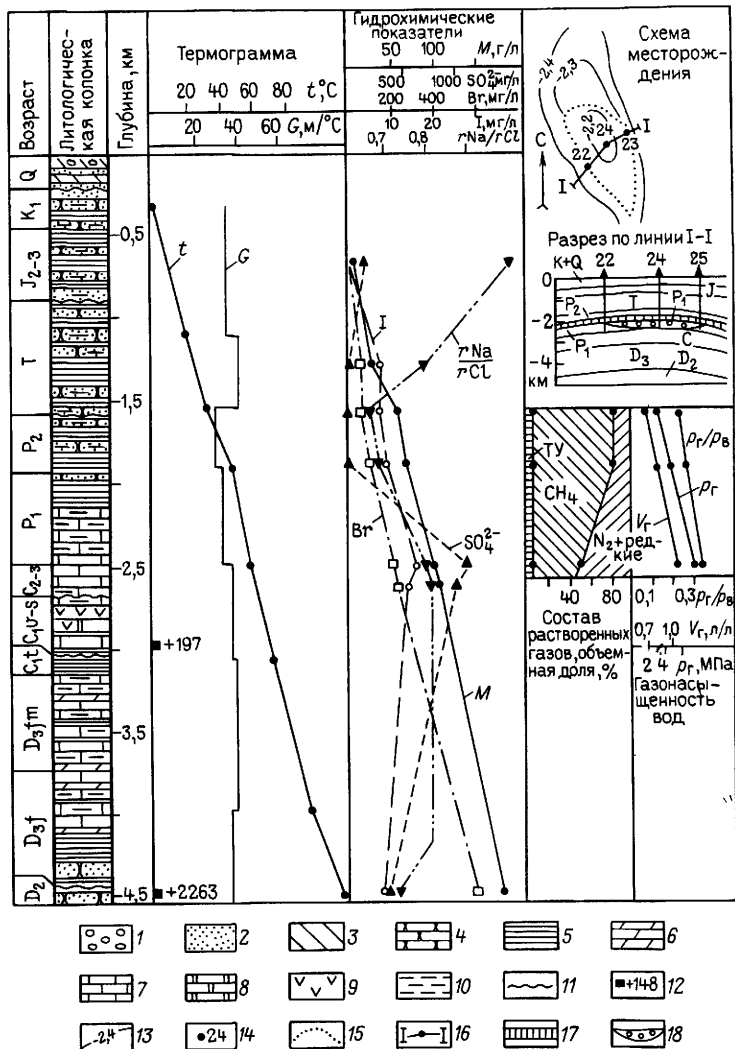


Рис. 31. Сводный гидрогеологический разрез Лаявожского месторождения. 1 — галька и валуны, 2 — песок и супесь, 3 — суглинок, 4 — песчанник и алевролит, 5 — глина и аргиллит, 6 — мергель, 7 — известняк, 8 — доломит, 9 — гипс и ангидрит, 10 — глинистость пород, 11 — стратиграфическое несогласие, 12 — абсолютная отметка статического уровня в пересчете на пресную воду, м, на схеме месторождения: 13 — изогипсы кровли нижнепермских известняков, км, 14 — скважина, 15 — общий контур продуктивности, 16 — линия разреза, на разрезе по линии I—I, 17 — водоупорный комплекс (основная покрывка на месторождении), 18 — газовая или газоконденсатная залежь

Пластово-массивная сводовая, литологически ограниченная с севера газоконденсатная залежь с 20-метровой нефтяной подушкой приурочена к нижнепермским и средневерхнекаменноугольным известнякам. Она вскрывается на глубинах 2300—2450 м. Пачками глинисто-карбонатных пород залежь разделена на несколько эксплуатационных объектов. Коллекторы трещинно-порово-каверновые со средней пористостью 15—22% и проницаемостью $(45—810) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а в наиболее закарстованных интервалах до $(1,4—6,4) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Кроме того, в базальном пласте нижнего триаса обнаружена мелкая газовая залежь (пористость песчаников 11—25%, проницаемость до $650 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$).

Среднедевонско-нижнефранский комплекс вмещает рассолы хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 188,5 г/л, обогащенные бромом (628 мг/л), с присутствием иода (10 мг/л) и бора (66 мг/л). Пластовая температура достигает 112,8° С. Комплекс на данной площади находится в зоне сверхгидростатического давления: получен фонтан сильно газированной воды дебитом 1000 м³/сут при статическом устьевом давлении 15,2 МПа.

Визейско-серпуховский комплекс водоносный, притоки в скважинах из интервала глубин 2770—2900 м и достигают 200 м³/сут.

Каменноугольно-нижнепермский комплекс содержит рассолы хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 98—128 г/л и концентрацией, мг/л: брома 217—293, иода 14—24, бора 65. Растворенные газы азотно-метанового состава, газовый фактор до 1050 см³/л (см. табл. 9, 10). Уровни вод в скважинах устанавливаются около отметки 15 м. Дебиты изменяются от 3—10 до 300—450 м³/сут, а из закарстованных интервалов получены притоки 1500—1700 м³/сут.

Воды верхнепермского и нижнетриасового комплексов — того же типа, с минерализацией 55—86 г/л, содержат бром (94—405 мг/л) и иод (7—18 мг/л). Газонасыщенность вод 650—790 см³/л, газ азотно-метанового состава.

В средневерхнетриасовом комплексе минерализация вод снижается до 28 г/л без изменения типа. Количество брома уменьшается до 64, а иода до 7 мг/л.

Средневерхнеюрский комплекс вмещает в основном солоноватые (3—5 г/л) воды сульфатно-натриевого типа, содержание брома до 6 мг/л, иод отсутствует.

Усинское нефтяное месторождение (открыто в 1963 г., эксплуатируется с 1972 г.) приурочено к одноименной антиклинальной структуре, расположенной на юго-восточном окончании Колвинского мегавала. Площадь месторождения около 200 км².

Разрез сложен породами от силурийского до четвертичного (за исключением меловых) возраста. В нем выделяют ордовикско-силурийский (верхняя часть), среднедевонский, среднедевонско-нижнефранский, верхнедевонско-нижнекаменноугольный, визейско-серпуховский, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, нижнетриасовый, средневерхнетриасовый, средневерхнеюрский (нижняя часть) и четвертичный водонефтегазоносные комплексы, разделенные среднедевонскими (ниж-

ним и верхним), нижефранским, нижекаменноугольным, серпуховским, нижеверхнепермским, верхнепермским, нижнетриасовым и верхнетриасовым флюидоупорами.

На месторождении выявлены три нефтяные залежи. Верхняя — сводовая массивная залегает на глубине 1200—1300 м в закарстованных средневерхнекаменноугольных и нижепермских известняках. Их пористость 1—36% (среднее 20%), проницаемость $(1-1780) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (в среднем $38 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Средняя — небольшая пластовая залежь — приурочена к доломитам серпуховского яруса; подстилается и перекрывается сульфатными толщами. Пористость пород 6—34% (среднее 26%), проницаемость $(2-950) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (среднее $110 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Нижняя залежь — пластовая структурно-стратиграфическая, связана с живетскими песчаниками. Вскрывается на глубине 3200—3300 м. Пористость песчаников 11—17%, проницаемость $(2-200) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (среднее $114 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$).

Среднедевонско-нижефранский комплекс содержит воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 48—66 г/л. Концентрации брома 183—255, иода 32—47 мг/л. Растворенный газ — преимущественно метанового, реже азотно-метанового состава. Газовый фактор от 720 до 1410 $\text{см}^3/\text{л}$. Воды высоконапорные, на всех скважинах наблюдался перелив. Дебиты воды варьируют от 2—5 до 130—160 $\text{м}^3/\text{сут}$ и даже до 500 $\text{м}^3/\text{сут}$. Пластовая температура 70—78° С.

Воды верхнедевонско-нижекаменноугольного комплекса — хлоридно-кальциевые, с минерализацией 68—107 г/л, содержат бром (180—380 мг/л) и иод (до 29 мг/л). По данным исследования скв. 1, газонасыщенность вод 560 $\text{см}^3/\text{л}$, газы имеют азотно-метановый состав. Статические уровни рассолов устанавливаются на отметках $0 \div -25$ м. Водопритоки колеблются от 0,3—5 до 40—100 $\text{м}^3/\text{сут}$.

Визейско-серпуховский комплекс вмещает воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 43—79 г/л, с небольшим содержанием брома (до 200 мг/л) и иода (до 10 мг/л). Растворенный газ — азотно-метанового состава, газовый фактор 520 $\text{см}^3/\text{л}$ (скв. 1). Некоторые скважины переливают, дебиты составляют 0,7—25 $\text{м}^3/\text{сут}$.

В каменноугольно-нижепермском комплексе присутствуют воды того же типа с минерализацией 60—88 г/л. Количество брома 129—197, иода 2,5—10 мг/л. Состав растворенных газов — азотно-метановый, газонасыщенность 920 $\text{см}^3/\text{л}$ (скв. 17). Уровень подземных вод в скважинах устанавливается на отметках 40—50 м, водопритоки достигают 100—230 $\text{м}^3/\text{сут}$.

На Усинском месторождении довольно четко прослеживается гидрохимическая инверсия, выражающаяся в снижении минерализации вод в среднедевонско-нижефранском комплексе без изменения их типа, но с уменьшением концентрации щелочно-земельных элементов и ростом отношения $r\text{Na}/r\text{Cl}$ (до 0,85—0,87).

Вуктыльское нефтегазоконденсатное месторождение (открыто в 1964 г., введено в опытно-промышленную эксплуатацию в 1968 г.) находится на севере Верхнепечорской впадины и приурочено к одноименной сложно-

построенной валообразной дизъюнктивно-пликативной структуре, представляющей собой высокоамплитудную асимметричную антиклиналь, срезанную взбросо-надвигом. Площадь месторождения около 375 км².

Вскрытый разрез (до глубины 6,4 км) складывается силурийскими, девонскими, каменноугольными, пермскими, триасовыми и четвертичными отложениями (рис. 32). Возможно выделение ордовикско-силурийского, нижнедевонского, среднедевонско-нижнефранского, верхнедевонско-нижнекаменноугольного, визейско-серпуховского, каменноугольно-нижнепермского, верхнепермского, нижнетриасового и четвертичного водо-нефтегазоносных комплексов и нижнедевонского, нижнефранского, нижнекаменноугольного и нижневерхнепермского флюидоупоров. Четко выраженный серпуховский флюидоупор отсутствует, в связи с чем визейско-серпуховский и каменноугольно-нижнепермский комплексы составляют единую гидродинамическую систему.

Пластово-массивную газоконденсатную залежь вмещают преимущественно карбонатные каменноугольные и нижнепермские отложения, залегающие на глубинах 2000—3400 м. Коллекторы трещинно-порово-каверновые обычно с пористостью 2—12% и проницаемостью $(0,1—100) \cdot 10^{-15}$ м². В узких максимально закарстованных интервалах разреза, тяготеющих к среднекаменноугольным, серпуховским и верхневизейским образованиям, пористость возрастает до 20—28% и даже до 34%, а проницаемость достигает $(1,5—4,5) \cdot 10^{-12}$ м². В южной части структуры на глубине 3680 м встречена небольшая пластовая сводовая газоконденсатная залежь в песчаниках бобриковского горизонта средневизейского подъяруса с пористостью 6—12%.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс содержит воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 217—244 г/л в фаменско-турнейских до 250—268 г/л в бобриковских отложениях. В пределах комплекса намечается гидрохимическая инверсия, выражающаяся в уменьшении минерализации вод с глубиной без изменения их типа. Дебиты воды изменяются от 0,5—2,5 до 14—20 м³/сут и более. Нижняя часть комплекса находится в зоне сверхгидростатического давления: на глубине 4600 м пластовое давление превысило 62 МПа, а на 5500 м — 79 МПа, что на 35—46% больше условного гидростатического. Температура на глубине 5200 м 100,1° С, а на глубине 5850 м и 116,6° С.

Воды визейско-серпуховского и каменноугольно-нижнепермского комплексов хлоридно-кальциевого типа, с минерализацией 230—270 г/л. Рассолы содержат, мг/л: брома до 440—612, иода до 15—18, бора до 54. Растворенный газ метанового и азотно-метанового состава, газонасыщенность 1500—1900 см³/л (см. табл. 9, 10). В водах обнаружены, мг/л: бензол 0,3—0,5, фенолы 0,02—1, нафтеновые кислоты 0,1—4,4. Температура в подошвенных водах основной залежи (на глубине 3470—3500 м) 64—68° С. Статические уровни пластовых вод с плотностью 1160—1170 кг/м³ в ненарушенных условиях устанавливались на отметках —47 ÷ —68 м. Величина водопритоков колеблется от 0,6—6 до 120—230 м³/сут.

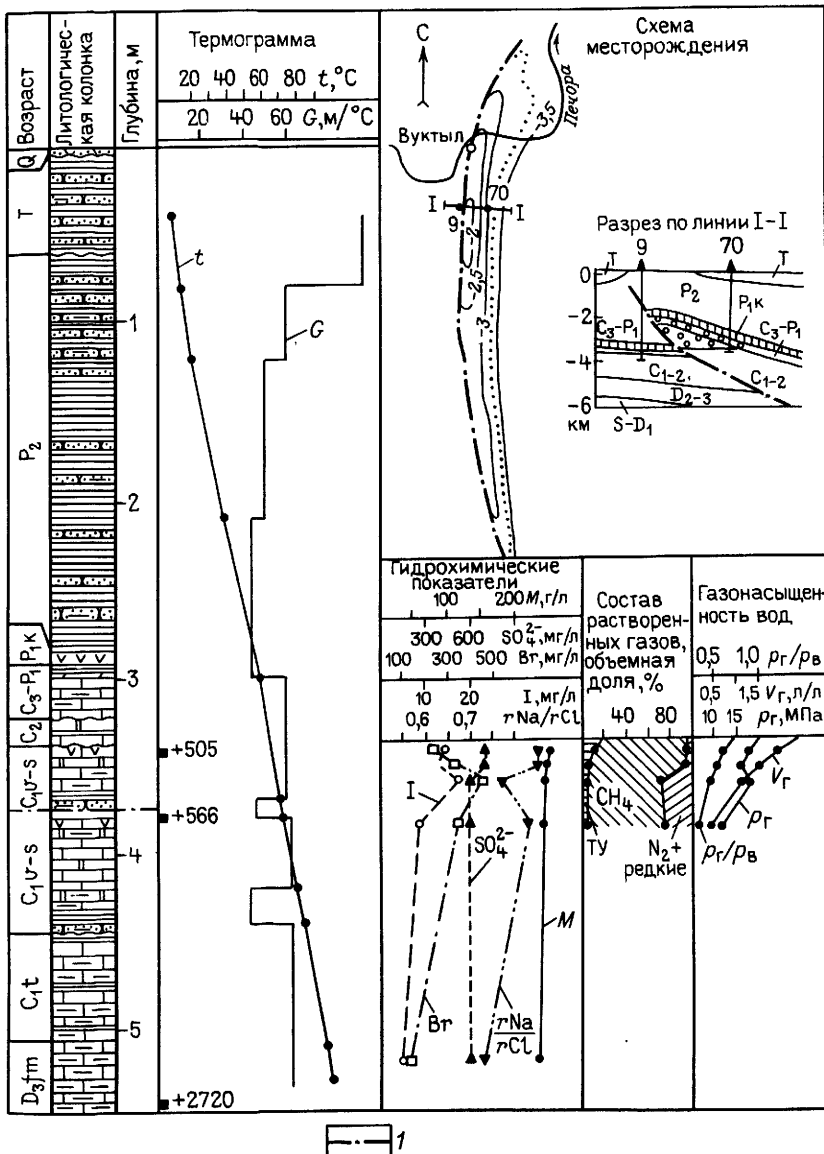


Рис. 32. Сводный гидрогеологический разрез Вуктыльского месторождения (изогипсы проведены по кровле артинских отложений).
 1 — разрывные нарушения.
 Остальные условные обозначения см на рис. 31

В газоконденсатной залежи Вуктыльского месторождения в большом количестве содержатся водяные пары, переходящие при снижении давления в скважинах в жидкую фазу. Конденсатогенные воды (см. табл. 9) — преимущественно пресные, гидрокарбонатно-натриевого типа с повышенным относительным содержанием сульфатов, с очень высокими значениями отношений r_{Na}/r_{Cl} , r_{HCO_3}/r_{Cl} , r_{SO_4}/r_{Cl} . Обычно эти воды поступают в газовые скважины в объеме не более 1 м³/сут.

II.1.2. ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ МЕГАБАССЕЙН

Волго-Уральский нефтегазоносный мегабассейн площадью более 1,3 млн. км² представляет собой сложно построенную область прогибания на востоке Восточно-Европейской платформы. Бассейн ограничивается Тиманом, Токмовским сводом, Воронежской антеклизой, Каспийским морем, Уралом. На южной окраине мегабассейна располагается наложенный Прикаспийский бассейн мезозойско-кайнозойских водоносных комплексов. Существенный вклад в развитие представлений о гидрогеологическом строении Волго-Уральского мегабассейна внесли Е. А. Барс, М. М. Булычев, М. А. Гатальский, М. И. Зайдельсон, А. С. Зингер, Л. М. Зорькин, Ю. М. Качалов, А. Н. Козин, В. А. Кротова, В. И. Малиновская, Е. В. Стадник, Ж. С. Сыдыков, Л. А. Тальнова, А. И. Чистовский, Г. П. Якобсон и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В пределах Волго-Уральского мегабассейна выделяют разнородные надпорядковые структуры: Предуральский краевой прогиб, собственно платформенную область (Волго-Камскую антеклизу) и Прикаспийскую синеклизу — глубоко погруженную краевую часть Восточно-Европейской платформы.

В основании водонапорной системы мегабассейна залегает складчатый кристаллический фундамент, представленный метаморфическими и магматическими породами архейского и нижнесреднепротерозойского возраста. Глубина поверхности фундамента изменяется от 1,5—2 км на вершинах платформенных сводов до 4—5 км и более в окружающих своды впадинах, до 10—12 км в Предуральском прогибе и до 20—22 км в центральных районах Прикаспийской синеклизы. В строении осадочного чехла мегабассейна участвуют породы от верхнего протерозоя до современных включительно. Одна из характерных особенностей разреза осадочного чехла — наличие мощных (в Прикаспийской синеклизе до 3—4 км в первичном залегании) соленосных отложений нижней перми, разделяющих разрез на подсолевой и надсолевой водонефтегазоносные этажи.

Верхний протерозой представлен преимущественно терригенными породами. Большой мощности эти отложения достигают вдоль западного склона Уральского хребта, где по данным сейсморазведки она составляет 7 км. Большая мощность верхнепротерозойско-нижнепалео-

зойских отложений ожидается во внутренних районах Прикаспийской синеклизы. Нижний палеозой (ордовик, силур) вскрыт на Соль-Илецком выступе, где он представлен сероцветными терригенными толщами.

В разрезе подсолевого верхнего палеозоя выделяют средневерхнедевонский терригенный, верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатный, нижнекаменноугольный терригенный, нижнесреднекаменноугольный карбонатный, среднекаменноугольный терригенный, средневерхнекаменноугольно-нижнепермский карбонатный литолого-стратиграфические комплексы. Мощность их изменяется от первых десятков метров до 1—1,5 км. В южной, юго-восточной и восточной частях Прикаспийской синеклизы в подсолевом этаже выделены три литолого-стратиграфических комплекса: верхнедевонско-турнейский терригенный (мощность до 2 км), каменноугольный карбонатный (более 2 км) и нижнепермский терригенный (около 1,2 км).

В Предуральском прогибе основную часть палеозойского орогенного этажа составляет молассовая формация пермского возраста, которая разделяется кунгурской соленосной толщей на надсолевой и подсолевой комплексы. Нижний доорогенный этаж сложен образованиями палеозоя и верхнего протерозоя платформенного типа

Региональный водоупор соленосных отложений кунгура имеет наибольшую мощность в Прикаспийской синеклизе. Разрез центральных участков синеклизы выполнен преимущественно галитом, а в бортовых зонах развиты сульфатно-карбонатные осадки. Первоначальная мощность соленосной толщи здесь составляет 3—5 км, а на соляных куполах-гигантах типа Индер достигает 9 км

Надсолевой верхнепермско-палеогеновый комплекс более полно представлен в Прикаспийском наложенном бассейне. В нижней части комплекса (верхняя пермь, нижний и верхний триас) выделяется толща пестроцветных и красноцветных пород (пески, песчаники и глины с прослоями мергелей и известняков). Юрские отложения залегают несогласно на триасовых, сложены преимущественно терригенными породами, в нижней части грубообломочными, в верхней части более отсортированными. В верхнеюрских отложениях встречаются пачки мергелей и глинистых известняков, а в среднеюрских — углистые прослои. Меловые отложения залегают на юрских с разрывом. Нижний мел представлен преимущественно терригенными породами, в верхнем мелу возрастает роль карбонатных пород — мергелей, известняков, писчего мела.

В междуречье Урала и Волги широко развиты отложения палеогена, представленные глинами, часть известковистыми и опоковидными, с редкими прослоями мергелей, песчаников и алевролитов. Осадочный разрез Прикаспийской синеклизы завершается покровным (неоген-четвертичным) структурно-формационным этажом (или комплексом), имеющим повсеместное распространение и плащеобразно с резким несогласием перекрывающим различные по возрасту породы. Разрез представлен преимущественно терригенными породами.

Нефтегазопроявления, залежи УВ в Волго-Уральском мегабассейне установлены в стратиграфическом диапазоне от девона

до плиоцен-четвертичных отложений включительно. Освоение мегабассейна было начато в конце XIX — начале XX вв. В 1892 г. были поданы первые заявки на проведение нефтегазопроисловых работ в Южно-Эмбенском районе; в 1899 г. на площади Карачунгул с глубины 40 м из мезозойских отложений был получен первый фонтан нефти. В 1929 г. в районе Верхнечусовских городков в Пермской области при бурении на калийные соли был получен фонтанный приток нефти из артинских рифогенных известняков, перекрытых мощной галогенной толщей кунгура. К 1985 г. в пределах мегабассейна выявлено более 850 месторождений нефти и газа.

Наиболее важные продуктивные комплексы в подсолевом палеозое — терригенные толщи среднего и верхнего девона и нижнего карбона, среднекаменноугольная терригенно-карбонатная толща, средневерхнекаменноугольно-нижнепермская карбонатная толща. В пределах Волго-Камской антеклизы преобладают нефтяные залежи. В сторону Предуральяского прогиба и Прикаспийской синеклизы возрастает газоносность отложений. В Прикаспийской синеклизе в подсолевом средневерхнекаменноугольно-нижнепермском комплексе выявлен ряд месторождений: Астраханское, Карачаганакское, Жанажольское, Карпенское и др.

Региональная нефтегазоносность надсолевых отложений установлена в Прикаспийской синеклизе. Промышленные скопления УВ приурочены к восточным и южным районам синеклизы, в основном к верхнепермско-триасовым, юрским и нижнемеловым породам. Месторождения чаще всего связаны с солянокупольными структурами и их склонами.

Регионально газоносен покровный комплекс отложений (верхний плиоцен), с которым связаны многочисленные газопроявления и ряд залежей (площади Азау, Порт-Артур, Ушкультас и др.). Большая их часть выявлена в центральных районах междуречья Волги и Урала, где установлена максимальная мощность осадков.

В осадочной толще Волго-Уральского мегабассейна выделяют три гидрогеологических этажа: подсолевой, надсолевой и покровный, которые в свою очередь подразделяют на ряд водоносных комплексов и горизонтов (Ю. В. Мухин, Л. М. Зорькин, Е. В. Стадник, Г. П. Якобсон и др.).

Г. П. Якобсон в подсолевом этаже выделяет 12 водоносных, водоносно-водоупорных и водоупорных комплексов:

нижневерхнебавлинский водоносный — терригенные отложения нижне- и верхнебавлинской свиты (венд) — распространен в основном в восточной и южной частях мегабассейна, мощность его варьирует в широких пределах, нередко достигая 1000—1500 м;

верхнебавлинский водоносно-водоупорный — глинистая толща верхней части верхнебавлинской свиты (венд), мощность увеличивается в юго-восточном направлении от 50 до 500 м;

среднедевонский водоносный — в основном песчаные сравнительно маломощные (20—60, реже 140—200 м) отложения среднего девона (эйфельский ярус);

среднедевонский водоносно-водоупорный — терригенно-карбонатные, преимущественно водоупорные отложения бийского и койвенского горизонтов живетского яруса, мощность обычно не превышает 20—60 м, хотя местами достигает 200—250 м;

средневерхнедевонский водоносный — песчано-глинистые и песчаные отложения пашийского горизонта, мощность 70—120 м, реже 220—280 м, в составе комплекса регионально прослеживаются четыре продуктивных нефтегазоносных пласта Д-IV, Д-III, Д-II, Д-I;

верхнедевонский водоносно-водоупорный — главным образом глинистые породы кыновского и карбонатные саргаевского горизонтов мощностью до 20—50 м, местами до 200 м (Мелекесско-Радаевская впадина) и 600—700 м (Кажимский прогиб), в составе комплекса здесь выделяют несколько пористых пластов-коллекторов под общим индексом Д-0, которые играют в разрезе сравнительно незначительную роль, залегая локально;

верхнедевонско-нижнекаменноугольный водоносный — преимущественно карбонатные отложения нижеверхнефранского и фаменского ярусов и турнейского яруса, мощность 300—600 м;

нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный — отложения малиновского надгоризонта, бобриковского и тульского продуктивных горизонтов визейского яруса, мощность до 300—350 м; в средней и верхней частях комплекс представлен главным образом толщей глин, аргиллитов и глинистых известняков, переслаивающихся с продуктивными песчаниками и алевролитами, а в нижней — в основном глинами, аргиллитами и глинистыми известняками тульского горизонта, на юго-востоке увеличивается мощность карбонатных пород;

нижнесреднекаменноугольный водоносный — карбонатные отложения окского и серпуховского надгоризонтов визейского яруса и намюрского яруса, а также башкирского яруса, мощность колеблется от 120 до 640 м;

среднекаменноугольный водоносно-водоупорный — преимущественно водоупорные отложения верейского горизонта верхнего карбоната — глины, реже песчаники и известняки мощностью 25—100 м, реже 170—200 м;

средневерхнекаменноугольно-нижнепермский водоносный — карбонатные отложения каширского, подольского и мячковского горизонтов московского яруса карбона и ассельского яруса нижней перми, на востоке бассейна включаются карбонатные породы сакмарского и артинского ярусов, мощность 550—840 м, на востоке увеличивается до 1200—1300 м;

нижнепермский водоупорный — соленосные и соленосно-карбонатные сакмаро-артинские и кунгурские отложения, максимальная мощность (1100 м и более) наблюдается в юго-восточной и южной частях мегабассейна.

В разрезе надсолевого гидрогеологического этажа выделяют пять водоносных и относительно водоупорных комплексов: пермско-триасовый, нижнесреднеюрский, верхнеюрский, нижнемеловой и верхнемеловой.

вой. Региональным водоупором служит палеогеновая глинистая толща. Разрез выполнен преимущественно терригенными отложениями мощностью от нескольких десятков метров до 6 км и более в центральной части Прикаспийской синеклизы. Водовмещающими породами служат в основном песчаники, реже карбонаты.

В разрезе покровного гидрогеологического этажа выделен неогеновый водоносный комплекс мощностью от нескольких десятков метров в окраинных зонах впадины до 1—1,5 км в наиболее погруженных ее частях. Водовмещающими отложениями служат песчаные разности пород.

Водообильность водоносных горизонтов изменяется в широких пределах. Наиболее высокие притоки в скважинах получены из эйфельско-живецких отложений на вершине Пермского свода (до 2—3 тыс. м³/сут), из терригенных отложений бобриковского горизонта в центральных районах мегабассейна (Жигулевско-Пугачевский свод, Бузулукская впадина), из зон древнего карста в визейско-башкирских карбонатных отложениях, из терригенных отложений нижнего мела на востоке Прикаспийской синеклизы. Крайне низкими притоками характеризуются отложения рифея, большая часть карбонатных пластов девона, карбона и перми. Судя по данным скв. 20 000, пробуренной на Миннибаевской площади, водообильность трещиноватых пород кристаллического фундамента оказалась достаточно высокой (120 м²/сут) даже на глубине около 5000 м — почти на 2000 м ниже контакта с осадочным чехлом.

Рассмотрим палеогидрогеологические условия Волго-Уральского мегабассейна. В течение протерозойской, палеозойской, мезозойско-кайнозойской эр на территории центральных и восточных областей Русской плиты, согласно Г. П. Якобсону и Ю. М. Качалову, сменились девять гидрогеологических циклов: рифейский, вендский, нижнекембрийский, среднекембрийско-ордовикско-нижнедевонский, средневерхнедевонско-нижнекаменноугольный (дояснополянский), нижнекаменноугольный (добашкирский), средневерхнекаменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, мезозойско-кайнозойский [41].

В рифейском и в первой половине вендского гидрогеологических циклах в связи с отсутствием регионально развитых глинистых слоев в центральных и восточных областях флюиды (воды, УВ) перемещались главным образом в вертикальном направлении к поверхности континентального или морского водоема на сравнительно небольшом расстоянии от мест их отжимания. Существовала прерывистая миграция УВ на небольших участках, не происходило их сбора с больших площадей и преобладало их активное рассеяние.

С образованием бавлинского регионального водоупора седиментационные воды и УВ перемещались от областей максимального прогибания — Верхнекамской впадины, Бирской седловины, Серноводско-Абдуллинской впадины к западным периферийным частям мегабассейна (современным территориям Токмовского, Татарского и Коми-Пермяцкого сводов), где находились области конечной разгрузки вод и разрушения УВ в связи с отсутствием на этих участках водоупорных верхне-

бавлинских отложений. Гидрогеологически благоприятные зоны для нефтенакпления, очевидно, существовали в восточных и центральных районах мегабассейна

Нижнекембрийский и среднекембрийско-ордовикско-нижнедевонский циклы ввиду маломощности отложений характеризовались ослабленным элизионным водообменом.

В истории развития средневерхнедевонско-нижнекаменноугольного (дояснополянского) и нижнекаменноугольного (добашкирского) комплексов преобладали элизионные водообмены, сопровождавшиеся значительным отжатием в коллекторы седиментационных вод и УВ. Распространение отложений, обогащенных ОВ, в сочетании со значительным развитием на территории коллекторов и нефтегазоводоупоров являлось положительным фактором. С развитием структуры мегабассейна, его расширением и углублением потенциальная энергия в нем увеличивалась. Направление движения седиментогенных вод и УВ на всех элизионных этапах гидрогеологического развития бассейна в общем совпадали.

К числу важных палеогидрогеологических факторов, способствовавших образованию в Волго-Уральском мегабассейне нефтегазовых месторождений, относится и ограниченность площадей инфильтрации поверхностных вод, которые существовали в сравнительно редкие и короткие континентальные периоды и занимали незначительные участки.

Весьма благоприятным для формирования и сохранения месторождений был и характер пьезометрической поверхности на элизионных этапах развития рассматриваемых водоносно-водоупорных комплексов. С начала образования мегабассейна на повторяющихся длительных элизионных этапах в общем наследовалось местоположение в нем основных областей максимальных и минимальных напоров. В результате этого в палеозое преобладала определенная преемственность основных направлений движения подземных вод и УВ.

Средневерхнекаменноугольно-нижнепермский цикл был наиболее важным и завершающим при формировании седиментогенных вод и миграции УВ в отложениях средневерхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов. В этот период отложения погрузились в среднем с 1300—1400 до 1900—2000 м (по подошве) и отжались последние значительные массы седиментационных вод и УВ в обстановке доформирования основных внутренних структур мегабассейна. Очевидно, именно в данный цикл формировалась наиболее значительная часть нефтегазовых месторождений в палеозойских отложениях. В дальнейшем преобладали инфильтрационные этапы [41]

Количество УВ, поступивших в коллекторы терригенного девона в продолжение среднего и верхнего палеозоя, намного превышает установленные в девонских отложениях запасы. Нефтяные залежи терригенного девона могли образоваться за счет внутренних ресурсов без поступления УВ извне. Наибольшие массы микронфти генерировались в пределах Мелекесско-Радаевской впадины, Жигулевско-Оренбургского свода и прибортовых частей Прикаспийской синеклизы. Максимальное

количество их выносилось из кыновско-саргаевских отложений Мелекеско-Радаевской и Бузулукских впадин. В районах повышенной генерации УВ — в основных зонах нефтеобразования — формировались и значительные массы седиментогенных вод, которые способствовали перемещению УВ к зонам нефтенакпления.

Обширным пьезоминимумом на протяжении всех гидрогеологических циклов выделялась территория Альметьевской вершины Татарского свода, где формировалось Ромашкинское месторождение, и смежные участки Нижнекамской системы дислокации. В этих районах наблюдалось наиболее значительное внутриконтинентальное движение флюидов со стороны смежных южных и северных погруженных структур. Именно сюда постоянно устремлялась основная масса формирующихся на элизионном этапе седиментогенных вод и УВ из областей повышенных напоров и распространения пород, обогащенных ОВ: Мелекесско-Радаевской впадины, южных и восточных погруженных склонов Татарского свода, юго-восточных склонов Верхнекамской впадины.

Формированию нефтегазовых скоплений на юго-восточных склонах Белебей-Шкаповской вершины Татарского свода, в северной части Бирской седловины, на западных склонах Пермско-Башкирского свода способствовало снижение на их площадях перепадов палеонапоров седиментационных вод.

На формирование вод и УВ нижнекаменноугольного водоносно-водуупорного комплекса основное влияние оказало развитие Камско-Кинельской системы прогибов. Мощные глинистые осадки служили основными источниками поступления в коллекторы седиментационных вод и УВ. Общее количество УВ, продуцируемых в породах Камско-Кинельской системы прогибов, и количество эмигрировавшей микро нефти оценивается Ю. М. Качаловым, Г. П. Якобсоном, И. П. Мясниковой (1970 г.) соответственно в $9,65 \cdot 10^9$ и $3,06 \cdot 10^9$.

Наиболее благоприятная для нефтенакпления палеогидрогеологическая обстановка в среднекаменноугольном комплексе на элизионных этапах развития, так же как и в девоне и нижнем карбоне, складывалась в западных районах мегабассейна, на Альметьевской вершине Татарского свода и ее склонах, где к концу нижнепермского времени напоры седиментационных вод среднего карбона были минимальными, т. е. существовал гидродинамически замкнутый пьезоминимум. Все это привело к формированию значительных скоплений нефти (Шугуровское, Аксубаевское, Ромашкинское месторождения). Вместе с тем с начала мезозоя в периоды преобладания инфильтрационных режимов здесь в этих отложениях условия для формирования залежей были неблагоприятными.

Условия нефтенакпления по палеогидрогеологическим данным в среднекаменноугольном комплексе улучшаются в южном направлении. Исходя из палеогидродинамических предпосылок, к наиболее перспективным относят районы Жигулевско-Оренбургского свода и его северных склонов, Серноводско-Абдуллинского прогиба и южных склонов Белебеевской вершины Татарского свода, а также западные склоны

Пермско-Башкирского свода, восточные борта Верхнекамской впадины и Бирской седловины.

Анализ палеогидрогеологических материалов показывает, что на элизионных этапах развития мегабассейна район Соль-Илецкого выступа фундамента (где образовалось Оренбургское газоконденсатное месторождение) длительное время располагался на основных путях перемещения значительных масс седиментогенных вод, формировавшихся в Бузулукской впадине, бортовой зоне и в самой Прикаспийской синеклизе, а также в южной части Предуральского прогиба. Район Соль-Илецкого выступа в нижней перми представлял собой территорию, по палеогидрогеологическим условиям наиболее благоприятную для нефтегазонакопления в южных областях Волго-Уральского мегабассейна.

Важнейшим источником УВ для южных районов мегабассейна явились палеозойские отложения Прикаспийской синеклизы, что подтверждается предельной газонасыщенностью подземных вод. Накопление мощных толщ солей и осадочных пород верхней перми — мезозоя-кайнозоя способствовало и длительным процессам выжимания высокогазонасыщенных подземных вод и УВ в прибортовые районы синеклизы. Поэтому прибортовые районы Саратовской, Волгоградской и Оренбургской областей высокоперспективны для поисков крупных месторождений преимущественно газа и газоконденсата.

Интенсивное поднятие Уральской горной системы в верхнепермском цикле развития мегабассейна обусловило выход коллекторов средневерхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов на дневную поверхность и привело к резкому изменению сложившихся в течение палеозойской эры гидродинамических и гидрохимических условий в восточных и северных районах мегабассейна. С этого времени инфильтрационный водообмен все глубже охватывает палеозойские гидрогеологические комплексы.

Современные гидродинамические условия водоносных комплексов имеют сложный характер: на фоне региональных закономерностей изменения напоров наблюдаются положительные и отрицательные пьезоаномалии, к которым зачастую приурочены гидрохимические и геотермические аномалии.

Пьезометрические уровни вод комплексов *подсолевого этажа* изменяются по площади от 400 до 10 м и ниже. Более высокие уровни приурочены к западным склонам Урала (где они достигают максимальной величины), Тиману, Коми-Пермяцкому своду и наиболее приподнятым частям Татарского свода, Воронежской антеклизе и другим положительным структурам, которые вместе с тем служат основными областями инфильтрационного питания мегабассейна.

Особенности гидродинамики подсолевого этажа рассмотрим на примере средневерхнедевонского водоносного комплекса (рис. 33). Общее снижение пьезометрических уровней вод комплекса в основном идет со стороны Коми-Пермяцкого свода, Немской и Кукморской вершин Татарского свода, откуда они снижаются в юго-восточном направлении в сторону Верхнекамской впадины, Бирской седловины, Абдуллин-

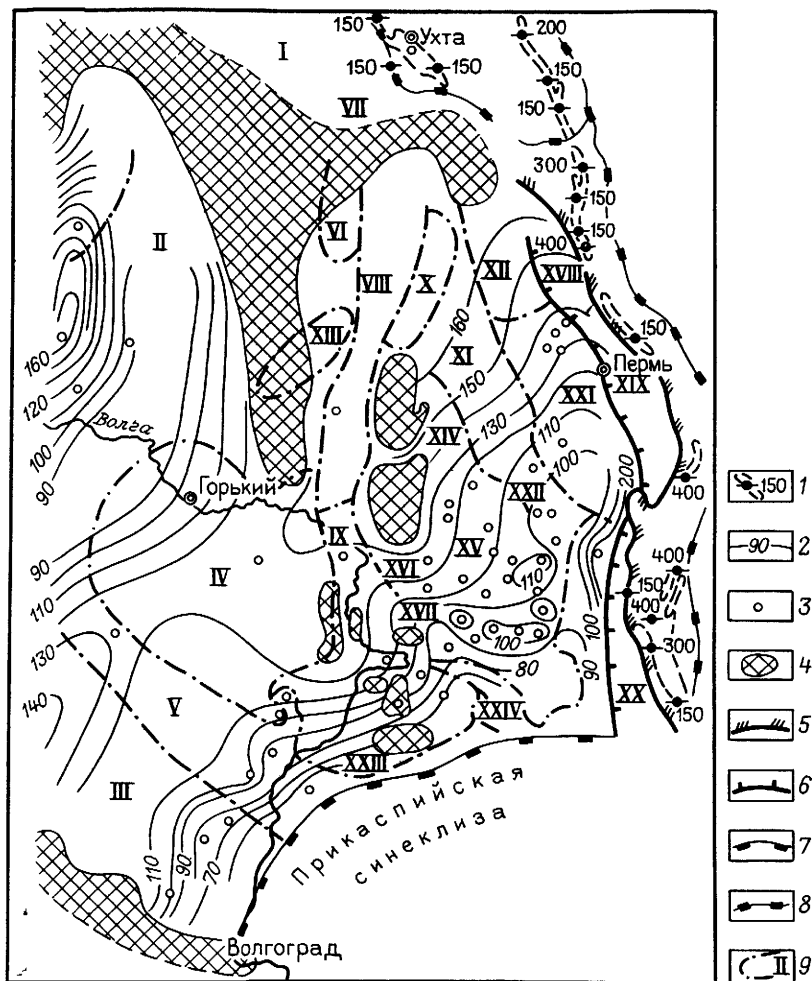


Рис. 33. Карта пьезометрической поверхности подземных вод средневерхнедевонского гидрогеологического комплекса отложений Волго-Уральского мегабассейна (по Г. П. Якобсону).

1 — дышоды пород комплекса на поверхность и примерная отметка уровня подземных вод по долинам рек, 2 — гидроизольезы, м, 3 — скважины, по которым определены приведенные уровни вод, 4 — область отсутствия отложений водоносного комплекса, 5 — западная граница складчатого Урала; 6 — западный борт Предуральского прогиба (по артинским отложениям), 7 — борт Прикаспийской синеклизы, 8 — водораздельная линия горных сооружений Урала, Тимана, 9 — геоструктурные элементы 1 — Северо-Двинская впадина, II — Московская синеклиза, III — восточные склоны Воронежской антеклизы, IV — Токмовский свод, V — Рязано-Саратовский прогиб, VI — Сысольский свод, VII — Предтимацкий прогиб, VIII — Кировско-Кажимский прогиб (Вятско-Сысольская зона дислокаций), IX — Казанская седловина, X — Коми-Пермяцкий свод, XI — Верхнекамская впадина, XII — Камский свод, XIII — Котельнянский свод, XIV и XV — Северная (Немская и Кукморская) и Альметьевская вершины Татарского свода, XVI — Камско-Кинельская впадина, XVII — Мелекес-Радаевская впадина, XVIII, XIX, XX — Соликамская, Юрюзано-Сылвенская, Бельская депрессии, XXI — Пермско-Башкирский свод, XXII — Бирская седловина, XXIII — Бузулукская впадина, XXIV — Жигулевско-Оренбургский свод

ской и Бузулукской впадин и далее к Прикаспийской синеклизе. Основная особенность строения пьезометрической поверхности вод данного комплекса в юго-восточных районах — закономерный ее наклон к прибрежным районам Прикаспийской синеклизы. Несмотря на небольшое количество данных по напорам вод, здесь можно наметить отдельные депрессионные понижения и валоподобные возвышения.

Зона наиболее интенсивного дренирования, отражающаяся соответствующим изменением изопьез, прослеживается от центральных районов Татарского свода в направлении южных областей Бирской седловины. Возможно, это обуславливается повышенной в этом районе трещиноватостью и мощностью коллекторских пород, вследствие чего здесь наблюдается более активное проявление динамики вод комплекса. На участках западной окраины Альметьевской вершины Татарского свода (районы Чистополя, Муслюмово) и на участках, обрамляющих с запада Белебей-Шкаповскую вершину Татарского свода, также можно ожидать усиления водообмена по сравнению с областями, приуроченными к центральным и юго-восточным районам Белебей-Шкаповской вершины. Юго-западнее свода отчетливо очерчивается обширная по площади депрессия, которая, зарождаясь южнее Казанской седловины, прослеживается в Мелекесской и даже Бузулукской впадинах. Несравненно более мощная депрессионная зона выделяется на южных склонах Токмовского свода и в южной половине Рязано-Саратовской впадины. Эта зона, очевидно, в значительной мере обусловлена системой разломов, секущих Токмовский свод с северо-востока на юго-запад.

Несмотря на выходы отложений комплекса на дневную поверхность и наивысшие напоры вод на Урале, влияние уральского стока в комплексе почти не ощущается. Оно заметно лишь в районе краевых юго-восточных склонов, обрамляющих платформу, начиная примерно с широты Каратау и южнее, в районах Бельской депрессии и на примыкающих участках платформы. Большая тектоническая осложненность пород комплекса на западных склонах Урала и наличие Предуральского прогиба сводят почти на нет водное подпитывание комплекса со стороны восточного обрамления плиты.

При более детальном рассмотрении пьезометрической поверхности вод комплекса отмечаются многочисленные пьезоминимумы и пьезомаксимумы (рис. 33), которые часто приурочены к структурам третьего порядка. Среди них можно назвать, например, пьезомаксимумы в районах Краснокамско-Полазненского и Лобановского валов (более резкие и рельефные в районе Куедино-Гожанского вала), в районе Чекмагушского, Кондринского и Серафимо-Балтаевского валов. Весьма заметный максимум наблюдается на участках юго-восточного окончания Туймазинского вала и на Шкаповском валу. К числу значительных пьезомаксимумов также относятся районы Большекинельской структуры и структур в районах Сосновки, Пилюгино-Садки, Муханово, Кикино и др.

Пьезометрические максимумы, помимо их приуроченности к положительным структурам, совпадают с выявленными и предполагаемыми

здесь зонами разломов. Все это свидетельствует о возможности поступления в отложения среднего и верхнего девона вод из смежных комплексов, по-видимому, по тектоническим нарушениям в региональных водоупорах. Пьезометрические максимумы в этих районах наряду с участием в гидродинамическом взаимодействии комплексов могут, очевидно, играть заметную роль в изменении гидрогеохимического режима этих участков, оказывать влияние на нефтегазовые скопления.

Действительная скорость движения вод комплекса колеблется в очень широких пределах. Минимальная скорость фиксируется на восточных склонах северной вершины Татарского свода по линии Глазов — Краснокамск — 3 см/год, а южнее Казанской седловины, в Мелекесской впадине, она равна 2 см/год. В восточных районах платформы скорость вод близка к 6—7 см/год в районах Елабуга — Чекмагуш и 8—9 см/год — Мелекесс — Алакаевка. В районе Куединского пьезометрического максимума скорость вод резко возрастает до 327 см/год.

В нижнекаменноугольном комплексе в целом наблюдаются более повышенные пьезометрические уровни, чем в водах девонского и рифейско-вендско-нижнекембрийского комплексов. Это говорит о возможности преобладающего поступления вод из нижнекаменноугольных отложений (там, где нижняя глинистая пачка комплекса отсутствует или уменьшается в мощности) в нижележащие комплексы и об ограниченности поступления вод вверх из нижележащих комплексов.

Мощный дренирующий канал Камско-Кинельской впадины, очевидно, играет большую роль в активизации водообмена Волго-Уральского мегабассейна, как бы разделяя ее на более приподнятую в отношении напоров северную часть и сравнительно пониженную южную. Весьма интересна «изрезанность» последней: в этой части величина напора часто варьирует в пределах многих десятков метров в близко расположенных участках.

Усложненность пьезометрической поверхности нижнекаменноугольного комплекса, по-видимому, вызвана насыщенностью области тектоническими нарушениями при незначительной мощности покрывающего водоупора. Основные в этой серии минимумы — Белебей-Шкаповская вершина Татарского свода, Камско-Кинельская впадина (район Мелекесской и Бузулукской структур), откуда движется, очевидно, один из основных потоков вод комплекса, направленный к северным бортам Прикаспийской синеклизы.

Во внутренних районах Прикаспийской синеклизы подсолевые водоносные комплексы характеризуются элизионным режимом. Поток седиментационных вод отжимается к бортам впадины, где в зоне прибортовых разломов происходит внутриформационная разгрузка.

Для водоносных комплексов надсолевого гидрогеологического этажа Прикаспийского наложенного бассейна характерно снижение уровней подземных вод от окраин бассейна к центральным. Разгрузка вод в основном происходит во внутренних его районах в зонах соляных куполов и акватории Каспийского моря. Скорость пластовых вод составляет не более 1—2 м/год. Показательна в этом отношении схема гидроизо-

пъез среднеюрского водоносного комплекса (рис. 34), где уровни воды приведены к плотности 1,06 г/см³.

Для покровного неогенового (плиоценового) водоносного комплекса областями питания служат окраинные части Прикаспийской синеклизы. Движение подземных вод в региональном плане направлено с запада, севера и востока в сторону внутренних частей синеклизы и акватории Каспийского моря. Скорость движения вод 1—3 м/год.

Минерализация вод нижнего гидрогеологического этажа изменяется в широких пределах, возрастая от областей инфильтрационного питания к внутренним областям мегабассейна. От окраин мегабассейна к внутренним районам увеличиваются степень метаморфизации вод, содержание, мг/л: брома до 2678, иода до 35, бора до 200 и аммония до 630.

Так, в наиболее развитом по площади мегабассейна средневерхнедевонском водоносном комплексе преобладают хлоридно-кальциевые, реже хлоридно-магниеые рассолы. Их метаморфизованность по площади развития комплекса меняется в очень широких пределах: отношение rNa/rCl варьирует от 1 (и выше) до 0,43, а минерализация вод колеблется от десятков граммов на литр до 320 г/л (рис. 35). В пределах

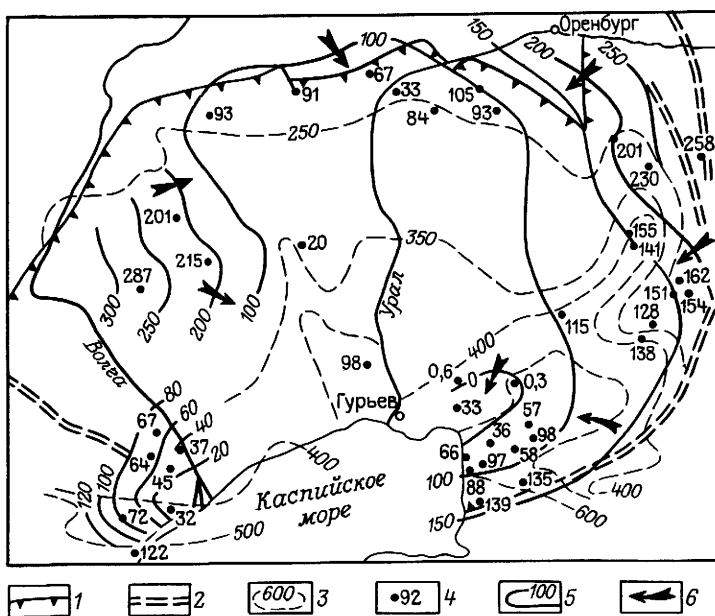


Рис 34. Схема гидроизопъез среднеюрского водоносного комплекса Прикаспийской синеклизы (по В. Г. Козлову, Е. В. Стаднику)

1 — система бортовых уступов Прикаспийской синеклизы, 2 — разломы герцинских складчатых сооружений, 3 — изопахиты среднеюрских отложений, м, 4 — скважины (цифра — абсолютная отметка статического уровня в скважине м), 5 — гидроизопъезы, м, 6 — направление движения пластовых вод

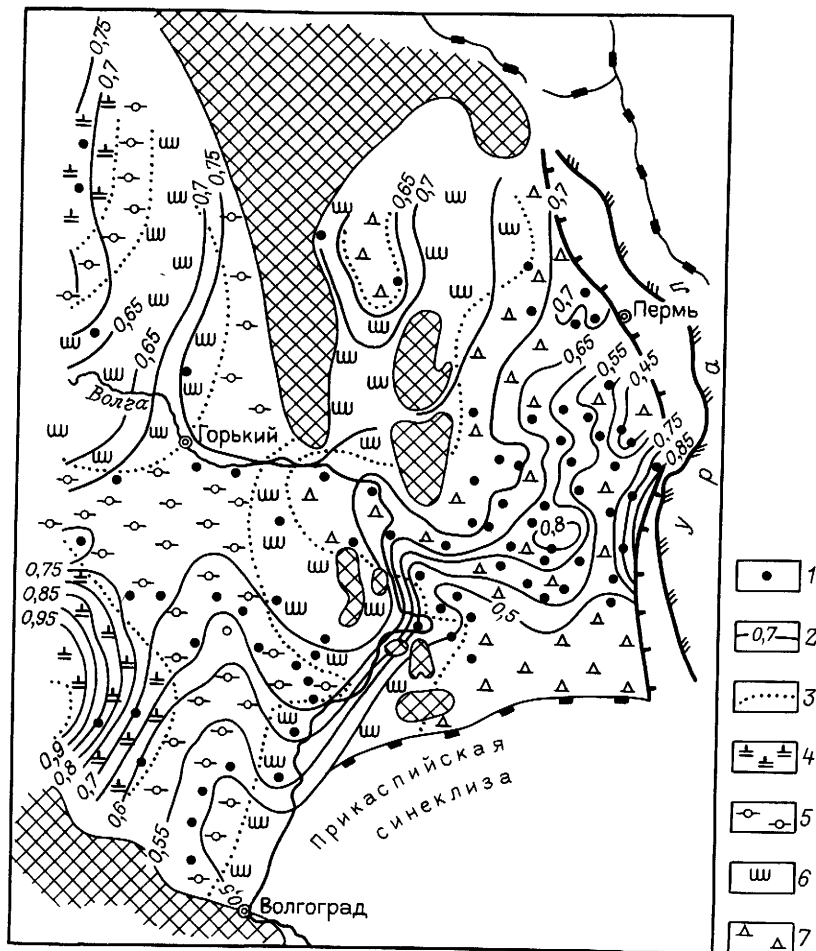


Рис. 35. Карта метаморфизации и минерализации подземных вод гидрогеологического комплекса средневехнедевонских отложений Волго-Уральского мегабассейна (по Г. П. Якобсону).

1 — скважины, использованные при построении карты; 2 — изолинии коэффициента r_{Na}/r_{Cl} ; 3 — границы зон распространения вод комплекса разной минерализации, г/л; 4 — 10–100, 5 — 100–200, 6 — 200–260, 7 — > 260. Остальные условные обозначения см. на рис. 33

Бирской седловины, Абдуллинской и Бузулукской впадин и на юго-восточных склонах Русской плиты метаморфизованность вод средневерхнедевонского водоносного комплекса характеризуются отношением r_{Na}/r_{Cl} ниже 0,68. Наиболее метаморфизованы воды в областях, прилегающих к Юрюзано-Сылвенской депрессии, северным и западным бортам Прикаспийской синеклизы. Изменение химического состава вод

комплекса совпадает с направленностью движения подземных вод. В формировании химического состава вод существенную роль играют выщелачивание солей и процессы катионного обмена, палеогидродинамика и современные гидродинамические условия [60].

В недрах Прикаспийской синеклизы в подсолевом гидрогеологическом этаже развиты практически бессульфатные хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией до 400 г/л и более. Как показано в работах Ю. А. Пецюхи и Л. А. Анисимова (1977 г.) и А. С. Зингера, Г. С. Долгова и Д. А. Федорова (1980 г.), в балансе вод этого этажа, по-видимому, существенную роль играют седиментогенные и литогенные воды, что подтверждается вскрытием здесь опресненных глубинных вод. По данным Л. Д. Тальной и Г. С. Долговой (1985 г.), в подсолевом комплексе синеклизы выделяются две гидрохимические инверсии. Первая незначительная по объему (100—150 м) зона гидрохимической инверсии наблюдается в разрезе нижнепермских или на границе нижнепермских и каменноугольных отложений. Возникновение ее обусловлено засоленностью нижнепермских вод в период формирования солеродного бассейна. Наблюдаемое здесь различие минерализации вод в границах распространения зоны инверсии не столь существенно, что может быть связано с последующим частичным опреснением соленых нижнепермских вод водами, выделяющимися в процессе ангидритизации гипсов, лежащих в подошве соли.

Ниже по разрезу следует зона, характеризующаяся одновременным нарастанием минерализации и метаморфизации вод и сменяющаяся второй, нижней зоной гидрохимической инверсии. Эта зона охватывает значительно большую по величине часть разреза. Для нее характерно и более резкое уменьшение минерализации вод с глубиной. Относительная опресненность вод второй зоны инверсии связывается в основном с водами, выделяющимися в процессах катагенетического преобразования минералов осадочных пород на больших глубинах.

Для надсолевого гидрогеологического этажа западной половины Прикаспийской синеклизы характерен преимущественно хлоридно-кальциевый тип вод, для восточной — смешанный. От окраин впадины к центру возрастает концентрация солей от 50—100 до 10 000 мг-экв/л (рис. 36), улучшается закрытость недр. Содержание брома и иода в этом направлении возрастает соответственно от нескольких десятков до 600—800 мг/л и от 1 до 15—20 мг/л.

При рассмотрении гидрогеологических условий надсолевого этажа наложенного Прикаспийского бассейна следует учитывать исключительно сложное его строение, обусловленное солянокупольной тектоникой: сложная мозаика соляных куполов разбивает водонапорную систему этажа на отдельные «гидрогеологические ванны».

Из водовмещающих отложений верхнего (покровного) гидрогеологического этажа наиболее полно изучены воды плиоценового водоносного комплекса, общая минерализация которых нарастает от окраинных частей мегабассейна к внутренним и в южном направлении от единиц до 100—200 г/л. Тип воды в этом направлении меняется с гидрокарбо-

натно-натриевого через хлоридно-магниевый на хлоридно-кальциевый с одновременным увеличением содержания брома и иода соответственно до 80—100 и 200 мг/л.

Анализ данных о водорастворенных газах Волго-Уральского мегабассейна позволил установить изменение их состава, объемов и суммарной упругости в направлении от окраин мегабассейна к его внутренним частям.

Для подсольевых водоносных комплексов состав растворенных газов изменяется от азотного до метанового. Азотные газы приурочены на юге к западным окраинам мегабассейна (восточный склон Воронежской антеклизы), а на севере (Среднее Поволжье и Прикамье) распространены и в более восточных районах. В направлении на восток в растворенных газах возрастает доля метана, что выражается в появлении в начале зоны метано-азотных, затем азотно-метановых и, наконец, метановых газов. На севере мегабассейна зона метановых газов в виде узкой полосы выделяется вдоль Предуральского прогиба, на юге она занимает обширную площадь к западу и северу от бортового уступа Прикаспийской синеклизы.

От западных окраин мегабассейна на восток к Предуральскому прогибу и Прикаспийской синеклизе одновременно с увеличением доли метана появляются тяжелые УВ: вначале этан, затем пропан и бутан.

Количество растворенных газов и их суммарная упругость также возрастают от западных окраин мегабассейна к Предуральскому прогибу и Прикаспийской синеклизе. Наибольшая газонасыщенность и суммарная упругость установлены в прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы. Здесь по фактическим данным Л. М. Зорькиным впервые в 1961 г. были выявлены предельно газонасыщенные воды.

В водах отложений среднего и верхнего девона общая газонасыщенность возрастает от нескольких десятков кубических сантиметров в литре в районе Мелекесско-Радаевской впадины, Жигулевско-Пугачевского свода, Уфимской моноклинали до 1000—1500 см³/л в Бузулукской впадине и в бортовых районах Прикаспийской синеклизы. Общая упругость водорастворенных газов также увеличивается в том же направлении. На большей части территории мегабассейна воды комплекса недонасыщены газом ($p_r/p_v < 0,6$). В прибортовых районах Прикаспийской синеклизы газонасыщенность подземных вод возрастает часто до предельной (рис. 37).

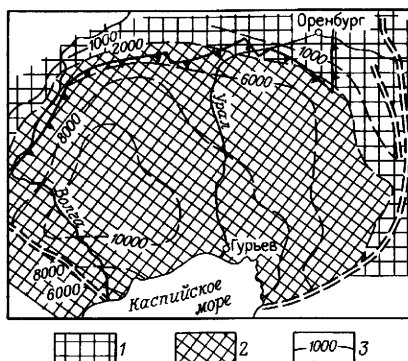
Соответственно газонасыщенности изменяется и упругость водорастворенных газов — от нескольких десятков до 25—40 МПа. Содержание водорастворенного газа в отложениях девона в Нижнем Поволжье колеблется от нескольких десятков кубических сантиметров в литре (Тамбовская и другие площади) до 1000 см³/л (Паникская площадь). В Саратовском Заволжье с северо-востока на юг общее содержание газов возрастает от 590 см³/л до 970 см³/л.

В отложениях девона внутренних областей мегабассейна преимущественное развитие имеют две зоны азотно-метановых и метановых газов. В районах Жигулевско-Пугачевского свода, северной половины

Рис. 36. Схема минерализации и гидрогеологической зональности пластовых вод пермско-триасового водоносного комплекса Прикаспийской синеклизы (по Е. В. Стаднику, В. Г. Козлову).

Зоны распространения вод 1 — смешанного типа, 2 — хлоридно-кальциевого типа, 3 — изоминеры, мг-экв/л

Остальные условные обозначения см на рис 34



Бузулукской впадины распространены газы первой зоны, характеризующиеся обычно величинами газонасыщенности $100\text{--}400\text{ см}^3/\text{л}$, упругостью $5\text{--}12\text{ МПа}$, со значительным содержанием гомологов метана, почти полным отсутствием кислых газов, особенно сероводорода. Коэффициент газонасыщенности меняется здесь от 0,2 до 0,4. Южная часть Бузулукской впадины и юго-западные склоны Восточно-Оренбургского свода (Колганская, Шуваловская и другие площади) характеризуются широким развитием метановых газов с высокими газонасыщенностью и упругостью, величинами коэффициента газонасыщения $0,5\text{--}0,8$ и выше, малым содержанием тяжелых УВ, отсутствием сероводорода.

Зона метановых газов в отложениях терригенного девона северо-западных прибортовых частей Прикаспийской синеклизы охватывает почти полностью Степновский вал, южные склоны Балаковского и Клинцовского выступов, северную часть внешней зоны бортовых дислокаций синеклизы в районе Миусской, Марьевской, Ершовской структур.

Состав растворенных газов терригенного нижнекаменноугольного гидрогеологического комплекса на территории мегабассейна также изменяется от азотного и метано-азотного до азотно-метанового и метанового (рис. 38). Метановые газы встречены в водах преимущественно Нижнего Поволжья, северного и северо-западного бортов Прикаспийской синеклизы. На севере провинции метановый состав растворенных газов отмечается на восточной половине Башкирского свода и в Предуральском прогибе.

Содержание растворенных газов в водах терригенных отложений нижнего карбона меняется в широких пределах: на территории Саратовского и Волгоградского правобережья с запада на восток от $150\text{ см}^3/\text{л}$ (Колокольцевская площадь) до $1226\text{ см}^3/\text{л}$ (Песчаноуметская площадь), в Саратовском Заволжье и вдоль северного борта Прикаспийской впадины с севера на юг от $427\text{ до }1250\text{ см}^3/\text{л}$; в Куйбышевской и Оренбургской областях от $57\text{ см}^3/\text{л}$ (Белозерская площадь) с запада на восток и с севера на юг до $840\text{ см}^3/\text{л}$ (Стрельный Овраг); на территории Башкирии и Татарии с запада на восток от 92 до

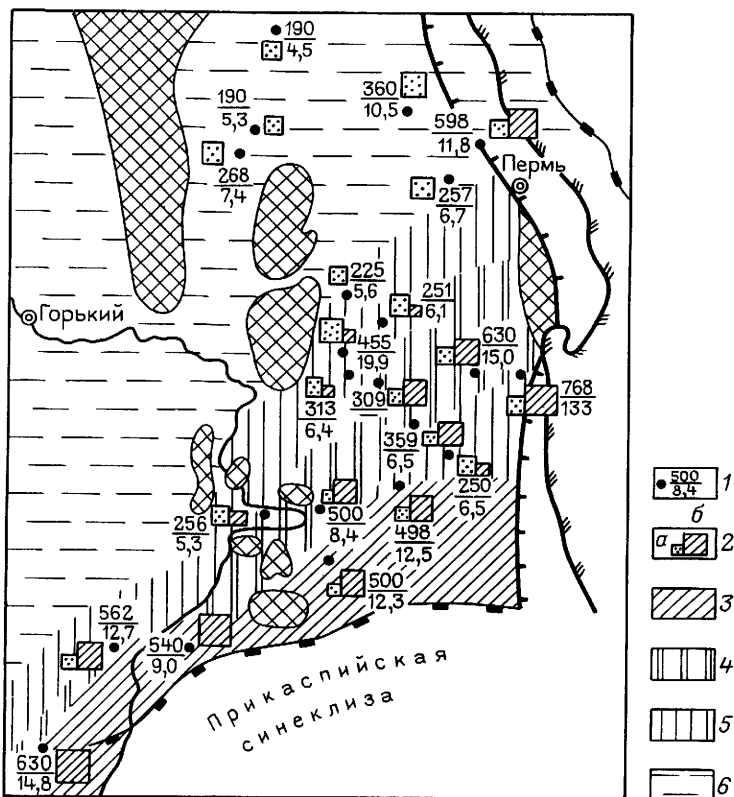


Рис 37 Схематическая карта состава растворенных газов пластовых вод гидрогеологического комплекса средневернедевонских отложений Волго-Уральского мегабассейна (по Г П Якобсону).

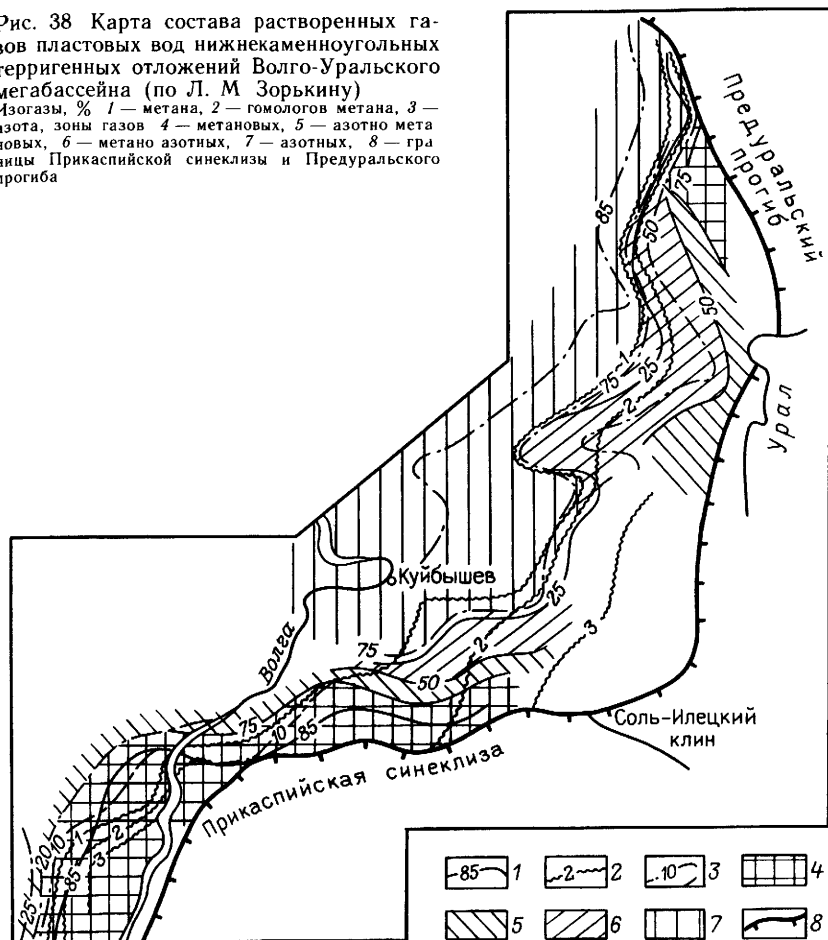
1 — скважина (в числителе — газовый фактор, см³/л, в знаменателе — давление насыщения, МПа), 2 — состав преобладающих водорастворенных газов (площадь квадратиков примерно соответствует а — 200 см³/л азота, б — 400 см³/л метана), зоны распространения водорастворенных газов 3 метановых, 4 — азотно метановых, 5 — метано азотных, 6 — азотных
Остальные условные обозначения см на рис 33

462 см³/л, в Пермской области в том же направлении от 140 до 545 см³/л.

Упругость растворенных газов подземных вод комплекса меняется в Нижнем Поволжье (правобережье Саратовской и Волгоградской областей) от 1,2 до 25 МПа, возрастая с запада на восток в сторону Прикаспийской синеклизы, в Саратовском Заволжье и вдоль северного обрамления Прикаспийской синеклизы от 7 до 23,3 МПа, непосредственно в прибортовой зоне (Карповская площадь) равна 46,1 МПа. В Среднем Поволжье диапазон колебаний упругости газов более узкий: от 1,31 МПа (Белозерская площадь) до 7,27 МПа (Бобровская площадь). На продуктивных площадях, в зоне влияния залежей, упругость раство-

Рис. 38 Карта состава растворенных газов пластовых вод нижнекаменноугольных терригенных отложений Волго-Уральского мегабассейна (по Л. М Зорькину)

Изогазы, % 1 — метана, 2 — гомологов метана, 3 — азота, зоны газов 4 — метановых, 5 — азотно метановых, 6 — метано азотных, 7 — азотных, 8 — границы Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба



ренных газов более высокая — до 14 МПа. В региональном плане ее значения возрастают с севера на юг и с запада на восток к Прикаспийской синеклизе и Предуральскому прогибу. На территории Татарии и Башкирии упругость растворенных газов вод терригенных отложений нижнего карбона возрастает с запада на восток от 1,9 до 7 МПа, в Пермской области от 3,48 до 9,55 МПа.

Таким образом, на территории Нижнего Поволжья пластовые воды характеризуются более высокой газонасыщенностью. На территориях Куйбышевской и Оренбургской областей, Татарии, Башкирии и Пермской области даже контурные воды нефтяных месторождений недонасыщены — дефицит насыщения достигает 23—24 МПа.

Коэффициент насыщенности газами пластовых вод Нижнего Поволжья и северо-западного борта Прикаспийской синеклизы изменяется

от 0,09 (Колокольцевская площадь) до 0,99—1 (Каменская, Карповская площади), на территории Саратовско-Волгоградского правобережья он повышается с запада на восток в сторону Прикаспийской синеклизы, где к востоку от площадей Каменская, Коробки пластовые воды полностью насыщены растворенными газами. В Саратовском Заволжье и вдоль северного борта Прикаспийской синеклизы коэффициент газонасыщенности увеличивается с севера на юг от 0,07 (Белозерская площадь) до 0,26 (Бобриковская площадь); в контурных скважинах, где наблюдается влияние залежей УВ, возрастает до 0,8—0,9.

На территории Башкирии и Татарии коэффициент насыщенности возрастает с запада на восток от 0,17 до 0,34 (в приконтурных водах продуктивных структур до 0,91, Новобавлинская площадь), в Пермской области также с запада на восток от 0,21 до 0,51 (в приконтурных водах продуктивных структур до 0,6—0,9).

Таким образом, по составу газов в подсолевом гидрогеологическом этаже Волго-Уральского мегабассейна выделяют три геохимические провинции: азотных газов (северные районы мегабассейна), метановых газов (прибортовые районы Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба) и кислых газов (внутренние районы Прикаспийской синеклизы).

Описанная зональность изменения качественного и количественного состава водорастворенных газов отвечает характеру нефтегазоносности территории. В Нижнем Поволжье, где воды имеют высокую газонасыщенность, а водорастворенные газы — преимущественно метановый состав, по всему разрезу подсолевого палеозоя содержатся залежи газа, реже встречаются газонефтяные и нефтяные месторождения с высокими газовыми факторами. Для Куйбышевской и Оренбургской областей, Татарии, Башкирии и Удмуртии в подсолевом палеозое, где газонасыщенность пластовых вод наиболее низкая, а в составе растворенных газов значительную роль играет азот, встречаются преимущественно нефтяные месторождения с азотным составом попутных газов и азотными газовыми шапками. В Прикаспийской синеклизе в гидрогеологическом комплексе верхнекаменноугольно-карбонатных нижнепермских отложений распространены газовые и газоконденсатные месторождения с высокой концентрацией кислых компонентов (сероводорода, углекислоты).

Газонасыщенность подземных вод надсолевого гидрогеологического этажа Прикаспийской синеклизы подробно рассмотрена в ряде работ Л. М. Зорькина и др. (1964, 1973, 1975 гг.). Воды пермско-триасового гидрогеологического комплекса в восточной половине синеклизы имеют газонасыщенность 100—200 см³/л, которая возрастает к западу до 400 см³/л. Соответственно меняется и упругость газов — от 0,1 до 13 МПа. В междуречье Волги и Урала водорастворенные газы имеют азотно-метановый и метановый состав с газонасыщенностью до 736 см³/л и упругостью до 35,4 МПа. На площадях Акоба и Колганы (глубины 2300 и 2500 м) вскрыты метановые воды с предельной газонасыщенностью.

В водах нижнесреднеюрского и верхнеюрского комплексов в пределах восточной половины синеклизы и вдоль западного ее обрамления содержатся азотные газы с низкой упругостью, газонасыщенность всего 20—50 см³/л. В междуречье Волги и Урала и в Южно-Эмбенском нефтеносном районе растворенные газы азотно-метанового и метанового состава с газонасыщенностью 250—500 см³/л и упругостью 3,1—12,9 МПа.

Меловые водоносные комплексы еще более обеднены растворенными газами. Зона развития азотных газов расширяется. В Южно-Эмбенском районе в нижнемеловом комплексе развиты метано-азотные воды. Газонасыщенность не более 20—50 см³/л, воды резко недонасыщены. В междуречье Волги и Урала и к акватории Каспийского моря развиты преимущественно метановые газы, газонасыщенность возрастает до 380—420 см³/л, упругость до 4,3—8,8 МПа.

Рассматривая в целом состав водорастворенных газов надсолевого гидрогеологического комплекса Прикаспийской синеклизы, можно выделить несколько геохимических зон. В восточной половине синеклизы в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье выделяется зона преимущественно азотных вод. Однако в подземных водах пермско-триасового комплекса на указанной территории заметную роль начинает играть метан, вплоть до образования зоны азотно-метановых газов. Южнее, в пределах Южно-Эмбенского нефтеносного района, во всех водоносных комплексах (кроме меловых) выделяется зона азотно-метановых газов. В меловых отложениях, и особенно в альб-сеноманских, развиты в основном азотные газы. В западной половине синеклизы в междуречье Волги и Урала состав газов в водах преимущественно метановый и лишь в окраинных частях синеклизы азотно-метановый.

Выделенные зоны можно объединить в две геохимические провинции: восточную — азотных газов и западную — метановых газов. Условно граница между ними проводится по р. Урал. Отмеченным геохимическим провинциям соответствуют и зоны нефтегазонакопления: на востоке — зона преимущественного нефтенакопления, на западе — газонакопления и, возможно, газонефтенакопления.

В покровном гидрогеологическом этаже состав водорастворенных газов изменяется от азотного в зоне малой мощности плиоцена до метанового в наиболее погруженных частях междуречья Волги и Урала. Газонасыщенность изменяется от 14 до 970 см³/л, упругость газов от 0,1—0,2 до 5 МПа, возрастая от зоны азотных к зоне метановых газов. В зоне метановых газов по всем испытанным объектам газонасыщенность вод практически предельная.

В газовом составе пластовых вод, а вернее, в их газонасыщенности, наиболее полно отражаются процессы генерации, аккумуляции и рассеяния УВ. С этих позиций в осадочном разрезе Волго-Уральского мегабассейна отчетливо выделяются четыре самостоятельных со своими газогидрохимическими особенностями гидрогеологических мегацикла онтогенеза нефти и газа: кайнозойский, верхнепермско-мезозойский, палеозойский и верхнепротерозойский.

По данным И. П. Мясниковой, в Волго-Уральском мегабассейне отчетливо проявляется зональность в распределении водорастворенного ОВ в пластовых водах средневерхнедевонского и нижнекаменноугольного терригенных комплексов. Содержание $C_{орг}$ и летучих жирных кислот в водах увеличивается с севера и северо-запада на юг и юго-восток. Наиболее низкое количество $C_{орг}$ (не менее 45 мг/л), летучих жирных кислот (до 0,1 мг-экв/л) и аквабитумоидов (до 0,5 мг/л) характерно для северных и западных частей Верхнекамской впадины, Пермского свода, Казанской седловины, северо-западной части Мелекесской впадины. Воды со средними значениями $C_{орг}$ (45—55 мг/л) распространены на Альметьевской и Кукморской вершинах Татарского свода, в прилегающих районах Верхнекамской впадины.

Устойчиво высокое содержание ВРОВ свойственно водам южных районов Волго-Уральского мегабассейна (Бузулукская впадина, Серноводско-Абдуллинский прогиб, $C_{орг}$ 50—75 мг/л и Восточно-Оренбургского валлообразного поднятия — более 75 мг/л). Аналогично изменяется в этом направлении геохимическая характеристика пород: увеличивается их степень восстановленности, среднее содержание $C_{орг}$ возрастает с севера на юг от 0,4 до 1%, а хлороформного битумоида от тысячных долей процента до 0,04—0,1%. Мощность нефтематеринских отложений в южных районах достигает 50 м, породы залегают на больших глубинах (более 2000—2500 м) при температуре 60° С и выше.

Воздействие указанных факторов, главным образом обогащенности пород ОВ и битумоидом, безусловно, отражается, но в различной степени и на содержании других компонентов ВРОВ: летучих и нелетучих фенолов, битуминозных веществ, бензола и др. Зональность в распределении их по площади мегабассейна ввиду незначительного содержания (доли миллиграмма на литр) проявляется менее отчетливо по сравнению с зональностью распределения суммарного содержания ОВ в водах. Воздействие геохимических факторов проявляется в некотором различии фоновой концентрации ВРОВ в отдельных частях мегабассейна (табл. 11).

В составе ВРОВ наибольший интерес для нефтепоисковых целей представляют битуминозные вещества, летучие и нелетучие фенолы и бензол. Битуминозные вещества составляют небольшую часть ВРОВ: $C_{ХВ}$ обычно не превышает 10% от $C_{орг}$. В водах девонских каменноугольных отложений концентрация $C_{ХВ}$ составляет в среднем 1,5 мг/л. Нелетучие фенолы присутствуют в битуминозной части ОВ почти всех изученных пластовых вод, отобранных из продуктивных частей разреза. Содержание их в приконтурных водах отдельных месторождений нефти достигает 2,7—3 мг/л, фоновая концентрация не превышает 0,1 мг/л. Летучие фенолы присутствуют во всех пластовых водах, среднее содержание их закономерно увеличивается на юг и юго-восток. Фоновые значения — 0,3 мг/л для терригенных отложений девона, нижнего карбона и верейского горизонта Верхнекамской впадины, Татарского свода, 0,4 мг/л для Пермско-Башкирского свода и 0,5—0,6 мг/л для южного Урало-Поволжья.

Таблица 11

Среднее содержание ВРОВ в водах терригенных средневерхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Волго-Уральского мегабассейна (по И. П. Мясниковой)

Компоненты ВРОВ	Северные районы			Южные районы		
	Непродуктивные участки	Продуктивные участки	Фоновая концентрация	Непродуктивные участки	Продуктивные участки	Фоновая концентрация
Битуминозные вещества (аквабитумоиды), $S_{ХБ}$, мг/л	0,5	1,0	0,5	0,7	1,6	0,7
Фенолы нелетучие, мг/л	<0,1	0,30	0,1	0,1	0,7	0,1
Бензол, мг/л	0	Следы— 0,2	0	<0,001	0,15	0,001
Фенолы летучие, мг/л	0,4	0,85	0,4	0,4	1,9	0,5
Летучие жирные кислоты, мг-экв/л	0,1	0,15	0,1	0,1	0,4	0,1

Бензол — наиболее эффективный показатель продуктивности локальных структур. Фоновая концентрация бензола в водах Урало-Поволжья менее 0,001 мг/л, т. е. условно фон равен нулю. Бензол обнаруживается лишь в водах, испытывающих влияние залежей УВ. Содержание бензола в приконтурных водах определяется концентрацией его в нефтях. Максимальное количество установлено в водах месторождений легких нефтей и газоконденсата. В случае тяжелых нефтей и нефтей, бедных легкими ароматическими УВ, бензол в водах может не обнаруживаться.

Температура пород осадочного разреза мегабассейна изменяется в широких пределах. Исследования Аралсорской (СГ-1) и Биикжальской (СГ-2) сверхглубоких скважин показывают, что температура по разрезу осадочного чехла в пределах глубин от 100 до 6500 м изменяется от 10 до 163° С. Для палеозойских отложений в общем случае прогреваемость пород увеличивается в южном и юго-восточном направлениях. Так, на срезе —2000 м наблюдается рост температуры с северо-запада на юго-восток от 30—40 до 50—60° С. Этот рост происходит, однако, неравномерно и на региональном температурном поле выделяется ряд положительных и отрицательных отклонений от фона: например, повышенной температурой характеризуются породы внутренних частей депрессий Предуральского прогиба, района Жигулевских дислокаций, Краснокамско-Полазненского вала, пониженной — центральные районы (Татарский свод, Мелекесская впадина), юго-восточный склон платформы, а также восточный борт Предуральского прогиба, тяготеющий к западному склону Урала. Локальные температурные аномалии установлены на некоторых высокоамплитудных поднятиях (Кулешовском, Коробковском и др.).

Температурный режим в надсолёвом гидрогеологическом комплексе Прикаспийской синеклизы также дифференцирован. Температура

по кровле соленосной толщи изменяется от 15 до 81° С. Наиболее охлаждены недра восточных районов синеклизы, где геотермическая ступень варьирует в пределах 33—312 м/° С. Над сводами соляных тел фиксируются повышенные температурные аномалии. Водоносные терригенные толщи отличаются от водоупорных пластов более низкой геотермической ступенью. Для литологически однородных комплексов отмечается уменьшение геотермической ступени в направлении внутренних частей Прикаспийской синеклизы.

В отложениях верхнего (покровного) гидрогеологического этажа температура по подошве неогеновой части разреза колеблется в пределах 14—36° С, последовательно нарастая от окраинных его частей к внутренним. Геотермическая ступень меняется от 19 до 70 м/° С.

Подземные воды месторождений

В качестве наиболее типичных ниже описываются гидрогеологические условия Ярино-Каменноложского, Арланского, Ромашкинского, Мухановского, Оренбургского и Астраханского месторождений.

Ярино-Каменноложское нефтяное месторождение приурочено к Каменноложскому валу на границе Пермского свода и Косьвинско-Чусовской седловины Предуральяского прогиба. Брахиантиклинальная складка меридионального простирания с крутым западным и более пологим восточным крыльями имеет размеры 40×6 км. Разрез представлен терригенными, карбонатными и сульфатными породами от среднего девона до кунгурского яруса перми (рис. 39). Нефтеносные песчаники бобриковского горизонта и карбонатные отложения турнейского, серпуховского и башкирского ярусов.

Подземные воды нижнего этажа до подошвы сульфатно-карбонатной толщи кунтура представлены крепкими рассолами хлоридно-натриево-кальциевого типа с повышенным содержанием брома, иода, аммония (табл. 12). Обращают на себя внимание близкие значения гидрохимических показателей по разрезу, что может указывать на вертикальную гидродинамическую связь водоносных комплексов нижнего и среднего карбона. В водорастворенных газах содержание метана достигает 56,5%. Газонасыщенность вод колеблется от 250 до 625 см³/л, а общая упругость — от 5 до 11 МПа (табл. 13). Характерно неравномерное распределение метана в законтурных водах крутого западного и пологого восточного крыльев: на западе содержание метана резко снижается, а на востоке остается высоким. Статические уровни вод терригенных отложений девона и нижнего карбона устанавливаются на отметках 20—32 м.

Арланское нефтяное месторождение расположено в северо-западной части Бирской седловины. Разрез месторождения представлен мощной толщей терригенных осадков бавлинской свиты, среднего и верхнего девона. Начиная с верхов фаменского яруса развиты два типа разрезов — шельфовый карбонатный и депрессионный терригенный. Терригенные осадки завершаются отложениями тувльского гори-

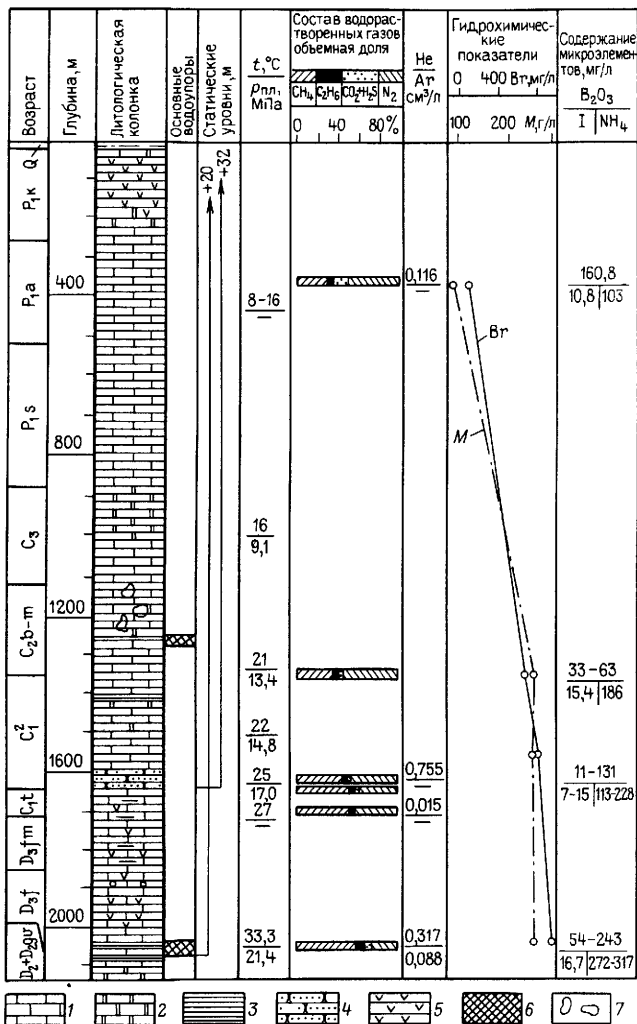


Рис. 39. Гидрогеологический разрез Ярино-Каменноложского месторождения (по И. Н. Шестову).

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — глины (аргиллиты), 4 — песчаники, алевролиты, 5 — гипс, ангидрит; 6 — основные водоупоры, 7 — зоны древнего карста

зонта. Выше залегают карбонатные породы карбоната и перми. В кунгурском ярусе развита пачка гидрохимических осадков, экранирующая водоносные комплексы нижнего гидрогеологического этажа. Выше этой границы залегают красноцветные породы верхней перми и неогеновые и четвертичные осадки.

Химический состав подземных вод месторождений Волго-Уральского мегабассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	rNa rCl
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Ярино-Каменноложское месторождение</i>													
D _{3f}	2052—2110	$\frac{163\ 800}{4620}$	$\frac{433}{9,0}$	Не обн.	$\frac{20\ 240}{1010}$	$\frac{4\ 350}{358}$	$\frac{77\ 410}{3366}$	314	195	1012	16,7	$\frac{264}{1,178}$	0,71
C _{1v}	1742—1745	$\frac{154\ 000}{4344}$	$\frac{534}{11,14}$	»	$\frac{22\ 100}{1101,5}$	$\frac{3\ 800}{314}$	$\frac{66\ 600}{2940}$	115	He опр.	750	12,5	$\frac{247}{1,178}$	0,68
C _{1v}	1671—1684	$\frac{165\ 500}{4666}$	$\frac{576}{12,0}$	$\frac{100}{1,78}$	$\frac{20\ 500}{1,20}$	$\frac{3\ 500}{291}$	$\frac{77\ 500}{3368}$	223	»	618	14	$\frac{268}{1,18}$	0,72
C _{1v}	1702—1752	$\frac{161\ 000}{4546}$	$\frac{580}{11,2}$	$\frac{70}{1,48}$	$\frac{18\ 760}{936}$	$\frac{3\ 410}{339,8}$	$\frac{75\ 520}{3283,8}$	He опр.		665	12,9	$\frac{257}{1,173}$	0,72
C _{2b}	1385—1395	$\frac{164\ 900}{4650}$	$\frac{611}{12,73}$	$\frac{120}{0,21}$	$\frac{18\ 700}{931}$	$\frac{3\ 600}{296,7}$	$\frac{79\ 000}{3435,8}$	He опр.	48	744	13	$\frac{264,5}{1,175}$	0,74
<i>Арланское месторождение</i>													
D _{3f}	...	$\frac{166\ 500}{4696}$	$\frac{1}{0,03}$	$\frac{10}{0,03}$	$\frac{29\ 230}{1459}$	$\frac{4\ 470}{367,7}$	$\frac{66\ 010}{2870}$	75	He опр.	1400	3	$\frac{274,7}{1,186}$	0,61
C _{1t}	...	$\frac{168\ 400}{4748}$	$\frac{650}{13,34}$	$\frac{122}{2,0}$	$\frac{8\ 520}{425,2}$	$\frac{3\ 300}{271,6}$	$\frac{93\ 690}{4074}$	147	»	342	4	$\frac{276,1}{1,188}$	0,87
C _{1v}	...	$\frac{169\ 300}{4775}$	$\frac{320}{6,43}$	$\frac{70}{1,18}$	$\frac{8\ 050}{401,9}$	$\frac{2,730}{224,6}$	$\frac{95\ 700}{4160,6}$	95	»	325	3	$\frac{274,7}{1,181}$	0,86
C _{1v}	...	$\frac{166\ 800}{4704}$	$\frac{50}{21,5}$	$\frac{90}{1,53}$	$\frac{8\ 290}{413,7}$	$\frac{2\ 540}{212,8}$	$\frac{94\ 600}{4113,4}$	156	»	346	10	$\frac{273,3}{1,182}$	0,87

C ₂ b	..	$\frac{154\ 200}{4348}$	$\frac{840}{17,30}$	$\frac{10}{0,2}$	$\frac{13\ 100}{654,6}$	$\frac{3\ 560}{292,3}$	$\frac{78\ 780}{3425}$	95	»	542	4	$\frac{250,5}{1,178}$	0,79
C ₂ m		$\frac{156\ 00}{4402}$	$\frac{980}{20,0}$	$\frac{260}{4,3}$	$\frac{13\ 200}{657,4}$	$\frac{4\ 850}{399}$	$\frac{77\ 500}{3369}$	180	»	430	7	$\frac{252}{1,179}$	0,76
P ₁ s	...	$\frac{130\ 600}{3683,7}$	$\frac{2\ 520}{31,2}$	$\frac{420}{7,8}$	$\frac{9\ 630}{480,5}$	$\frac{3\ 890}{320,3}$	$\frac{67\ 100}{2917,7}$	230	»	416	7	$\frac{213}{1,144}$	0,79

Ромашкинское месторождение

AR	4700—5099	$\frac{209\ 500}{5900}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{11}{1,8}$	$\frac{92\ 000}{4600}$	He обн. $\frac{29\ 900}{1302}$	1,6	277	18,71	8	$\frac{333,4}{1,223}$	0,22	
D ₂ gv	1768—1786	$\frac{170\ 500}{4809}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{49}{0,1}$	$\frac{21\ 600}{1079}$	$\frac{3\ 780}{3,11}$	$\frac{78\ 650}{3419}$	203	He опр.	814	9,9	$\frac{274,5}{1,1867}$	0,71
D ₃ f	1648—1653	$\frac{172\ 500}{4867}$	$\frac{4}{0,30}$	$\frac{25}{0,41}$	$\frac{24\ 100}{1207,7}$	$\frac{4\ 300}{353,8}$	$\frac{76\ 200}{3312}$		He опр.	921	He опр.	$\frac{277}{1,183}$	0,68
D ₃ f	1639—1642	$\frac{174\ 800}{4930}$	$\frac{500}{11,30}$	He обн.	$\frac{24\ 120}{1203,7}$	$\frac{4\ 720}{387,9}$	$\frac{77\ 050}{3350,6}$	He опр.	100	800	9—10	$\frac{281,3}{1,19}$	0,68
D ₃ fm	1280—1200	$\frac{157\ 800}{4450}$	$\frac{940}{19,66}$	$\frac{140}{2,29}$	$\frac{12\ 400}{619,7}$	$\frac{3\ 700}{308}$	$\frac{81\ 500}{3544}$	»	229	453	11,8	$\frac{255,5}{1,17}$	0,80
C ₁ v	890	$\frac{150\ 400}{4240}$	$\frac{940}{19,66}$	$\frac{270}{4,42}$	$\frac{11\ 600}{579}$	$\frac{3\ 100}{255,7}$	$\frac{78\ 900}{3430}$		He опр.			$\frac{245}{1,164}$	0,80
C ₁ v	1154—1176	$\frac{148\ 500}{4182}$	$\frac{950}{19,84}$	$\frac{60}{0,99}$	$\frac{9410}{46,97}$	$\frac{3\ 030}{249,4}$	$\frac{80\ 240}{3489}$	159	He опр.	466	7	$\frac{148,5}{1,163}$	0,73
C ₁ v	940—1000	$\frac{151\ 000}{4257}$	$\frac{920}{19,16}$	$\frac{20}{0,25}$	$\frac{12\ 100}{602}$	$\frac{3\ 500}{289}$	$\frac{77\ 900}{3386}$	198	»	413	11,2	$\frac{146,0}{1,160}$	0,79
C ₁ v	772—790	$\frac{39\ 960}{1127}$	$\frac{3\ 850}{80,23}$	$\frac{70}{1,15}$	$\frac{2\ 050}{102,25}$	$\frac{670}{55,1}$	$\frac{24\ 170}{1051}$	36	»	84	2	$\frac{70,8}{1,049}$	0,93
C ₁ v	698	$\frac{33\ 400}{943,8}$	$\frac{4\ 730}{93,53}$	$\frac{310}{5,12}$	$\frac{1\ 950}{97,28}$	$\frac{750}{61,4}$	$\frac{20\ 300}{882}$		He опр.			$\frac{61,5}{1,045}$	0,93

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	rNa rCl
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
C ₃	279	$\frac{16}{0,44}$	$\frac{1\ 163}{24,2}$	$\frac{190}{3,12}$	$\frac{265}{132,2}$	$\frac{113}{9,34}$	$\frac{120}{5,23}$	He опр.				$\frac{1,89}{1,0017}$	1,20
<i>Мухановское месторождение</i>													
D ₂ gv	2996—3001	$\frac{176\ 100}{4971}$	$\frac{9}{0,19}$	He обн.	$\frac{47\ 100}{2356}$	$\frac{4\ 340}{297,5}$	$\frac{53\ 300}{2320}$	He опр.	28	1782	9,2	$\frac{280,8}{1,199}$	0,46
D ₃ f	2857—2870	$\frac{179\ 300}{5056,8}$	$\frac{120}{2,43}$	$\frac{150}{2,41}$	$\frac{46\ 600}{2318}$	$\frac{5\ 100}{420,1}$	$\frac{53\ 400}{2323}$	»	30	1800	9	$\frac{285}{1,204}$	0,46
D ₃ fm	2575—2605	$\frac{150\ 900}{4256}$	$\frac{190}{3,89}$	$\frac{70}{1,19}$	$\frac{25\ 000}{1249,3}$	$\frac{4\ 900}{400,3}$	$\frac{60\ 100}{2611,6}$	»	51	954	16	$\frac{241}{1,168}$	0,61
C ₁ v	2139—2180	$\frac{166\ 600}{4699}$	$\frac{30}{0,66}$	He обн.	$\frac{22\ 100}{1103}$	$\frac{4\ 600}{380}$	$\frac{74\ 000}{3217}$	223	50	798	15	$\frac{267,3}{1,182}$	0,69
C ₁ s	2729—2151	$\frac{169\ 900}{47,97}$	$\frac{1\ 520}{31,7}$	»	$\frac{4\ 000}{200}$	$\frac{500}{447}$	$\frac{109\ 000}{4747}$	45	61	186	6	$\frac{281}{1,18}$	0,94
C ₁ v	1800—1840	$\frac{149\ 300}{4209}$	$\frac{2\ 080}{43,21}$	»	$\frac{3\ 600}{180,4}$	$\frac{200}{20}$	$\frac{93\ 200}{4051}$	37	54	186	5	$\frac{248}{1,166}$	0,94
P ₁ k	380—434	$\frac{160\ 800}{4534}$	$\frac{2\ 260}{47,05}$	$\frac{390}{6,36}$	$\frac{4\ 000}{200}$	$\frac{1600}{12,8}$	$\frac{98\ 200}{4261}$	67	63	127	3	$\frac{267}{1,179}$	0,94
P ₂ kz	225—278	$\frac{164\ 400}{4636}$	$\frac{2\ 000}{41,5}$	$\frac{190}{3,05}$	$\frac{4\ 000}{200}$	$\frac{1\ 700}{141}$	$\frac{99\ 800}{4340}$	He опр.		124	...	$\frac{272}{1,179}$	0,94

Таблица 13

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Волго-Уральского мегабассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %									Общая упругость газа, МПа	p_1 / p_2	
					H ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂ + редкие	He			Ar
<i>Ярино-Каменнолоожское месторождение</i>																
D _{3f}	2052—2110	32	264	265	He обн.	4,0	He обн.	56,5	4,0	0,5	35,0	0,434	He опр.	11,15	0,52	
C _{1v}	1654	22	255	520	»	1,7	»	23,0		0,6	74,7		He опр.	10,32	0,60	
C _{1v}	1702—1752	25	259	402	»	0,8	»	48,5	3,7	He опр.	47,0		»	7,10	0,42	
C _{1v}	1666—1708	25	263	252	»	4,2	»	19,5		1,19	73,0	0,42	0,140	5,4	0,31	
C _{1v}	1735—1742	28	257	296	»	He обн.	»	42,6		5,50	51,9		He опр.	6,2	0,34	
C _{2b}	1107—1159	20	264		»	1,8	»	34,6	5,3	3,30	5,20		»	6,7	0,43	
<i>Ромашкинское месторождение</i>																
AR	4700—5099	90	333	450	3,07	2,16	He обн.	11,02	2,31	0	0,676	67,2	6,21	1,12	12,0	0,2
D _{2gv}	1755—1764	37	275	322	He обн.	2,7	»	64,7		1,6	23,2		He опр.	5,28	0,25	
D _{2gv}	1668—1678	35	270	309	»	2,2	»	53,8	9,0	He опр.	35,0	0,56	0,09	6,3	0,32	
D _{3f}	1500	30	250	262	»	1,3	»	42,6		2,7	53,4		He опр.	10,31	0,57	
D _{3fm}	1280—1290	27	256	197	»	2,3	»	17,2		3,8	76,8		»	4,43	0,30	
C _{1v}	1222—1229	21	270	156	»	1,5	»	16,3		1,0	81,2		»	3,3	0,23	
C _{1v}	940—1000	18	70	117	»	0,9	»	4,7		0,8	93,6		»	0,1	0,08	
<i>Мухановское месторождение</i>																
D _{2gv}	2982—2987	74	285	431	2,14	0,54	He обн.	89,9	2,04	He опр.	4,45	1,12	He опр.	10,7	0,30	
D _{3f}	2888—2900	70	260	540	6,6	0,61	»	63,5	1,11	0,46	He опр.	27,6	1,37	1,44	13,2	0,39
C _{1v}	2208—2223	50	250	230	12,2	1,30	»	47,4	5,50	0,80	»	40,4	0,335	0,05	5,3	0,20
C _{1v}	2113—2138	47	280	139	14,2	0,6	0,4	11,4		3,10	51,2	0,26	0,008	3,7	0,15	
P ₂	320—324	...	190	He обн.	He обн.	32,1	...	43,5	12,3	0,034	0,035	He опр.	

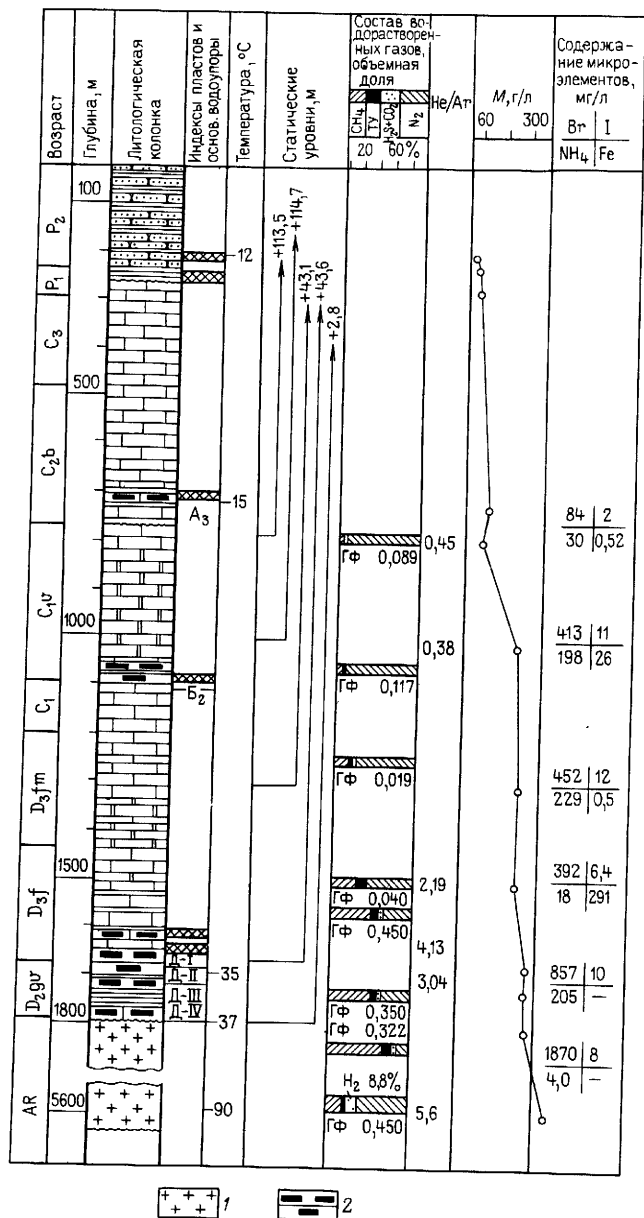


Рис. 40. Гидрогеологический разрез Ромашкинского месторождения (по В. Г. Герасимову).
 1 — кристаллические породы, 2 — нефтеносные пласты
 Остальные условные обозначения см. на рис. 39.

Продуктивные горизонты Арланского месторождения связаны в основном с нижнекаменноугольной терригенной толщей, в которой выделено восемь пластов. Главные пласты (С-II, С-IV) относятся к бобриковскому горизонту. Нефти тяжелые (0,894—0,904), сернистые, высоковязкие (до 30—50 МПа·с).

Карбонатные продуктивные пласты приурочены в основном к пористым и пористо-кавернозным известнякам и доломитам каширско-подольского возраста. Небольшие залежи имеются в турнейском ярусе.

Воды подсолевых отложений высокометаморфизованные (rNa/rCl 0,6, Вг 1400 мг/л). Воды надсолевых отложений невысокой метаморфизации (rNa/rCl 0,8—0,86; Вг 325—542 мг/л). Минерализация вод всего разреза практически не меняется (см. табл. 12). Интерес представляет изменение сульфатности: она закономерно уменьшается сверху вниз от 30 мг-экв/л в водах сакмарского яруса до 6,4 мг-экв/л в продуктивных горизонтах нижнего карбона.

Газонасыщенность вод бобриковского горизонта невысокая — 280 см³/л. В водорастворенных газах содержится около 15% УВ (метана 10%, его гомологов 5%) и 85% азота. Давление насыщения 7 МПа, $p_r/p_b \approx 0,5$.

Отмечается снижение сверху вниз статических уровней и приведенных напоров вод пермских и каменноугольных отложений до продуктивных горизонтов терригенной толщи нижнего карбона с некоторым их последующим нарастанием в терригенном девоне.

Ромашкинский нефтяной месторождение занимает почти всю Альметьевскую вершину Южно-Татарского свода. Мощность осадочного чехла около 2000 м, в том числе терригенный девон — 100—150 м, карбонатные породы верхнего девона, карбона и перми — около 1500 м (рис. 40).

Месторождение было введено в разработку в 1952 г. Главная продуктивная толща представлена пятью пластами терригенного девона: пласты Д-IV, Д-III и Д-II в живетском ярусе, Д-I в пашийском и Д-0 в кыновском горизонтах. Промышленно нефтеносны, хотя в значительно меньшей степени, терригенные отложения бобриковского горизонта, породы турнейского и башкирско-серпуховского карбонатных комплексов. Условия формирования крупной зоны нефтенакпления на южной вершине Татарского свода предопределены весьма благоприятным ее местоположением по отношению к путям миграции УВ и элизонных вод.

Учитывая результаты опробования пород кристаллического фундамента в скв. 20 000 Миннибаевской площади, гидрогеологический разрез Ромашкинского месторождения следует рассматривать до глубины 5000 м. Вода, полученная из гранито-гнейсов с глубины 3220 м ниже контакта с осадочным чехлом, принадлежит к высокометаморфизованным рассолам (rNa/rCl 0,2—0,3) с общей минерализацией 333,4 г/л. В подсолевых палеозойских отложениях воды менее метаморфизованы (rNa/rCl 0,67—0,69), снижается и их минерализация (см. табл. 12)

Распределение приведенных напоров и статических уровней вод по вертикали показывает их последовательное снижение сверху вниз, что способствует нисходящим перетокам. Как известно, Татарский свод рассматривается как важная местная область питания водоносных горизонтов перми и карбона.

Газовая составляющая подземных вод подсолевого гидрогеологического этажа характеризуется повышенными значениями общей упругости газов и содержания УВ в терригенных отложениях девона с заметным снижением этих параметров в водах каменноугольных пород, включая продуктивные пласты бобриковского горизонта (см. табл. 13). Характерно, что воды кристаллического фундамента по содержанию УВ и газонасыщенности не уступают продуктивным горизонтам карбона.

Мухановское нефтяное месторождение, приуроченное к узкой широтной складке, расположено в северной части Бузулукской впадины на пересечении с заволжским продолжением Жигулевских дислокаций. Месторождение многопластовое: продуктивны отложения девона, карбона и перми (рис. 41).

Геологический разрез вскрыт до кристаллического фундамента на отметках —2900 ÷ —3017 м. Терригенные отложения среднего и верхнего девона имеют мощность 186—272 м. Мощность вышележащей карбонатной толщи верхнего девона и турнейского яруса резко сокращена, поскольку Мухановское месторождение расположено в осевой части Мухановско-Ероховского прогиба Камско-Кинельской системы прогибов, где с саргаевского и до конца турнейского времени существовала не компенсированная осадками депрессия и отлагались глинисто-карбонатные сильно битуминозные породы доманиковой фации. В малиновское и яснополянское время депрессия замкнулась, заполнившись терригенными осадками мощностью до 300—350 м. Разрез карбона и перми сложен карбонатами, и только в кунгурском и верхнеказанском ярусах встречаются пачки сульфатно-галогенных пород. Из особенностей разреза следует отметить глубокий врез до неогеновой долины р. Большой Кинель, а также обширные зоны древнего карста в окско-серпуховских карбонатных отложениях нижнего карбона.

Продуктивная толща Мухановского месторождения представлена двумя главными объектами: 1) девонскими терригенными пластами Д-IV, Д-III, Д-II живетского яруса и пластом Д-I пашийского горизонта и 2) нижнекаменноугольными терригенными пластами С-IV, С-III, С-II радаевского горизонта и пластом С-I бобриковского горизонта (эквивалент пласта Б₂ за пределами Мухановско-Ероховского прогиба). Третий объект — нефтяные пласты II и I кунгурского яруса и газоносный пласт КС казанского яруса — имеют подчиненное значение и уже давно закончены разработкой.

Гидрогеологический разрез Мухановского месторождения характеризуется высокой степенью закрытости. Граница зоны активного водообмена проходит на глубине 200—250 м по кровле гидрохимиче-

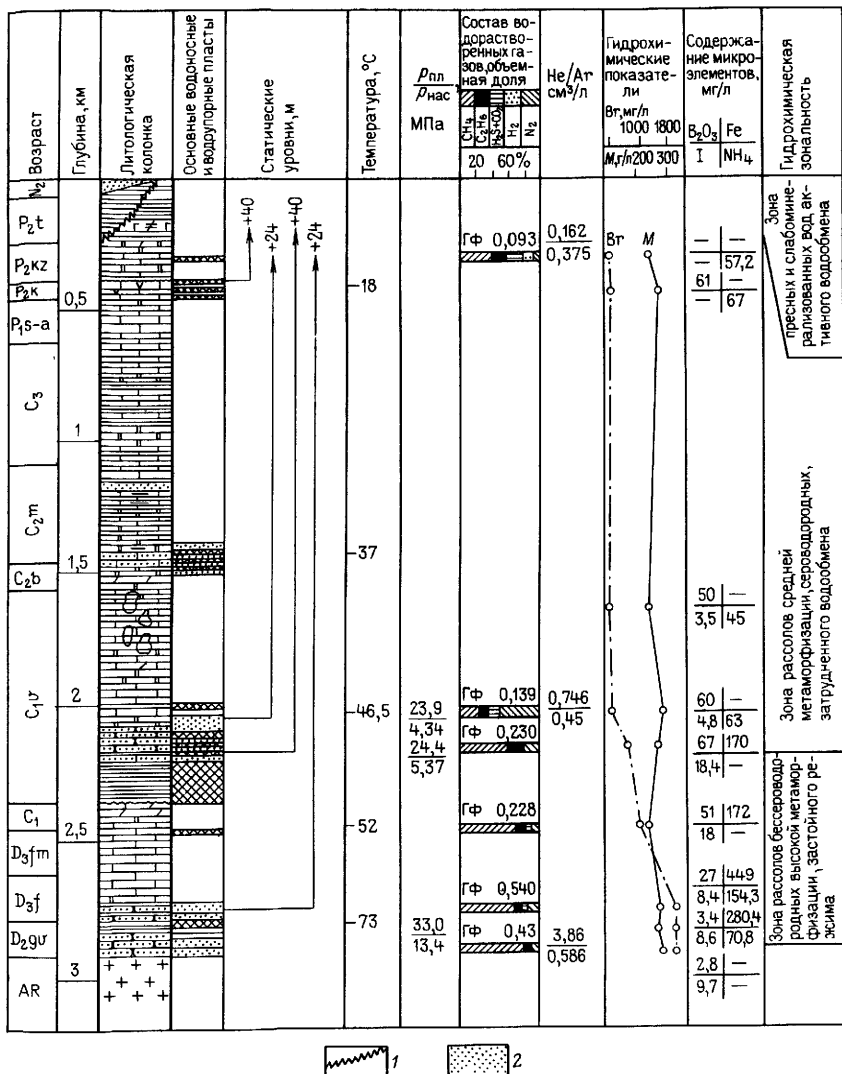


Рис. 41. Гидрогеологический разрез Мухановского месторождения (по М. И. Зайдельсону).

1 — допалеогеновый размыв; 2 — водоносные пласты
Остальные условные обозначения см. на рис. 39

ской свиты казанского яруса. Несколько ниже залегает пачка гипсов и ангидритов кунгура. Таким образом, все водоносные комплексы девона, карбона и перми, за исключением татарского яруса, залегают в зонах затрудненного водообмена.

Характерная особенность гидрогеологического разреза месторождения — резкое различие между водами терригенных толщ девона и бобриковского горизонта по величине отношения rNa/rCl и по содержанию брома. В водах терригенного девона $rNa/rCl < 0,5$, брома около 2 г/л (см. табл. 12). Воды низкосульфатные, бессероводородные, с высоким газовым фактором и содержанием УВ (до 60—90%) (см. табл. 13). В водах бобриковского горизонта коэффициент rNa/rCl возрастает до 0,93—0,94, содержание брома падает до 150—200 мг/л, появляется сероводород (до 300 мг/л), содержание сульфат-иона исчисляется десятками миллиграмм-эквивалентов на литр. Газонасыщенность вод низкая (140—150 см³/л), причем доля УВ не превышает 15—20% (данные на контуре залежи в пласте С-1). В то же время по общей минерализации воды обеих продуктивных толщ практически не отличаются друг от друга. Промежуточное положение по всем параметрам занимают воды карбонатного девона и малиновского надгоризонта. Воды каменноугольных и пермских карбонатных отложений выше бобриковского горизонта, включая воды зон древнего карста в окско-серпуховских отложениях, почти не отличаются по составу от вод пласта С-1.

Обнаруживается прямая зависимость содержания УВ в водорастворенных газах от расстояния точки отбора до контура нефтеносности. По данным А. И. Чистовского, в девонских водах ореолы УВ вокруг залежей прослеживаются на расстоянии до 3—5 км, в то время как в водах пласта С-1 это расстояние сокращается до 1—1,5 км.

Статические уровни снижаются сверху вниз, что указывает на тенденцию к нисходящим перетокам.

*Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение*¹ приурочено к одноименному валу, осложняющему северный склон Соль-Илецкого поднятия. Месторождение представляет собой крупную антиклинальную складку длиной 130 км, шириной 25—30 км с амплитудой 550—700 м. Углы падения северного крыла до 7—8'', южного 2°30''.

В строении месторождения принимают участие подсолевые карбонатные нижнепермские и каменноугольные отложения, сульфатно-галогенные породы артинского и кунгурского ярусов нижней перми общей мощностью 350—1300 м, надсолевые терригенные верхнепермские, неогеновые и четвертичные породы.

На месторождении выявлены четыре газовые залежи — верхнефилипповская, филипповская (кунгурский ярус), артинско-среднекаменноугольная и верейско-башкирская и одна нефтяная — в известняках турнейского яруса. Верхнефилипповская залежь, по-видимому, промышленной ценности не представляет. Мощность продуктивного пласта филипповской залежи 15—20 м, залежь подстилается нефтяной оторочкой. Состав газа залежи углеводородный: CH_4 77—95%, C_2H_6 1,9—8,5%, C_3H_8 0,7—4% и $C_4H_{10} + в.$ 0,1—2,9%. Содержание азота

¹ Описание Оренбургского месторождения составлено Л. М. Зорькиным и В. Н. Корценштейном.

низкое (до 1%), сероводорода 0—2,6%, диоксида углерода 0,1—0,2%. Артинско-среднекаменноугольная залежь — основной промышленный объект Оренбургского месторождения. Газоконденсатная залежь подстилается нефтяной оторочкой. В составе газа залежи преобладает метан — 85—87%, содержание гомологов метана следующее: C_2H_6 3,8—5,3%, C_3H_8 1,4—2,2%, C_4H_{10} 2,5—3,2%. Доля сероводорода по площади залежи меняется: на западе 2—3%, в центральной части 1,3—1,7% и на востоке 4—5%, диоксида углерода — от 0,6 до 1,6%, азота 4—5%. Изотопный состав углерода метана в пределах залежи меняется незначительно, в среднем $\delta^{13}C$ — $4,13 \div -4,15\%$. Верейско-башкирская залежь установлена в восточной части структуры на глубине 1945—2175 м. Турнейская нефтяная залежь выявлена при опробовании известняков в интервале глубин 2588—2638 м. Площадь залежи и ее запасы не установлены.

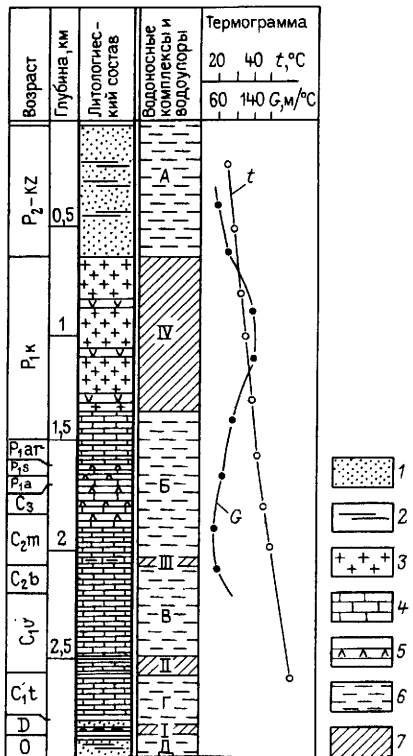
Пластовая температура в пределах месторождения нарастает от 20° С на глубине 250 м до 45,5° С на глубине 2400 м. При относительно равномерном изменении температуры с глубиной на ее характер заметно влияют литология разреза и его газоносность. В этом отношении показательно изменение геотермической ступени (рис. 42).

Так, для кунгурской соленосной толщи геотермическая ступень составляет 125—139 м/°С, а для газоносных карбонатных отложений 40—80 м/°С. Температура в зоне ВНК 32° С.

В осадочном разрезе Оренбургского месторождения выделяют два гидрогеологических этажа — надсолевой и подсолевой, разделенных мощной регионально выдержанной сульфатно-галогенной покрывкой кунгурского яруса. В надсолевом этаже выделяют верхнепермско-четвертичный, в подсолевом нижнепермско-каменноугольный, визейско-башкирский, фаменско-турнейский и девонско-силурийский гидрогеологические

Рис. 42. Схематический гидрогеологический разрез Оренбургского месторождения.

1 — песчаники и алевролиты; 2 — прослой глин; 3 — каменная соль; 4 — доломиты и известняки; 5 — прослой гипсов, 6 — водоносные комплексы. А — верхнепермско-четвертичный, Б — нижнепермско-каменноугольный, В — визейско-башкирский, Г — фаменско-турнейский, Д — девонско-силурийский; 7 — нефтегазоводоупорные горизонты: I — кыновский, II — бобриковский, III — верейский, IV — кунгурский



комплексы. Из них наиболее изучен нижнепермско-каменноугольный комплекс, к которому приурочена промышленная залежь месторождения.

С кунгурскими хемогенными отложениями связаны отдельные линзы водонасыщенных трещиноватых карбонатных коллекторов. Водообильность таких линз высокая, но дебиты быстро падают. Минерализация вод 300—350 г/л, встречаются воды с минерализацией 432 г/л. Обращает на себя внимание высокая концентрация хлора, минимальная—5000 мг-экв/л (177 г/л). Содержание сульфат-иона, как правило, превышает 100 мг-экв/л, в ряде случаев достигая 244 мг-экв/л. В водах кунгурских отложений отмечается уникальное содержание калия, нередко превышающее 20 г/л. Характерно очень большое содержание брома — до 3000—5000 мг/л, в то же время содержится мало кальция.

Водорастворенные газы кунгурских отложений азотно-углеводородные (азота около 25%, метана 70%) с высоким содержанием гомологов метана (до 5%). Изотопный состав углерода метана облегченный ($\delta^{13}\text{C} = -5,12\%$), что указывает на влияние биохимических процессов.

Нижнепермско-каменноугольный гидрогеологический комплекс имеет мощность до 1,5 км. Водоносны трещиноватые и пористые известняки, пористость пород от 6 до 28%. Проницаемость пород изменяется от $1 \cdot 10^{-15}$ до $2 \cdot 10^{-12}$ м², в среднем составляя $(1-4) \cdot 10^{-15}$ м². Встречаются зоны повышенной трещиноватости и закарстованности, к которым приурочены зоны катастрофического поглощения промывочной жидкости при бурении. Эти же зоны служат путями для подземных вод при обводнении эксплуатационных газовых скважин.

Преобладающее направление фильтрации вод продуктивного горизонта — с севера на юг (область стока — Прикаспийская синеклиза). Начальный напорный градиент 0,1—0,15 м/км. Начальные абсолютные отметки уровня воды в пьезометрических скважинах около нуля при средней плотности воды по стволу скважины 1,16 г/см³. Величины напоров, приведенных к плоскости сравнения —2000 м, составляют 340—350 м (фактически это абсолютная отметка столба пресных вод).

Общая минерализация вод комплекса изменяется от 220 до 275 г/л, чаще она составляет 250—260 г/л (табл. 14). Воды относятся к крепким рассолам с плотностью 1,16—1,18 г/см³. Основная масса ионов представлена хлором (4000—4500 мг-экв/л) и щелочными металлами, главным образом натрием (3000—4000 мг-экв/л). Среди других компонентов заметное место занимает кальций — до 1200 мг-экв/л (чаще 400—800 мг-экв/л). Наиболее характерная концентрация микроэлементов, мг/л: бор 80—120, бром 475—525, иод 6—12.

Состав водорастворенных газов метано-углекисло-сероводородный (табл. 15). Содержание метана колеблется от 30 до 90%. Высока концентрация кислых газов, иногда до 40—66%. Общая газонасыщенность 1650—4063 см³/л, давление насыщения 9—50 МПа. Результаты глубинных исследований, выполненные во ВНИИГазе, привели к важному выводу о преобладании предельной газонасыщенности пластовых вод. Предельная газонасыщенность обеспечивается главным образом относительно стабильным содержанием УВ, близким к 800 см³/л. Боль-

Таблица 14

Химический состав подземных вод Оренбургского месторождения

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)							Микрокомпоненты мг/л				M, г/л γ, г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	I ⁻	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	
C _{1ok} —srp	2550—2718	$\frac{152793,64}{4308,90}$	$\frac{1068,25}{22,26}$	$\frac{475,80}{7,80}$	$\frac{7224,53}{360,51}$	$\frac{1238,49}{101,85}$	$\frac{88260,20}{3837,40}$	$\frac{1532,50}{39,20}$	6,13	150,44	52,25	305,90	$\frac{253,108}{1,1685}$
C ₃ —C ₂	2220—1319	$\frac{164758,70}{4646,33}$	$\frac{1567,00}{32,60}$	$\frac{97,00}{1,60}$	$\frac{7568,55}{377,67}$	$\frac{1995,35}{164,09}$	$\frac{94030,44}{4088,28}$	$\frac{1606,00}{41,07}$	8,3	105,00	He опр	379	$\frac{259,6}{1,180}$
P _{1s} +C ₃	1996—2028	$\frac{136284,00}{3843,32}$	$\frac{666,00}{13,89}$	$\frac{597,80}{9,80}$	$\frac{14734,00}{735,26}$	$\frac{3405,00}{280,09}$	$\frac{64378,00}{2799,08}$	$\frac{2105,0}{53,9}$	2,4	442	160	606	$\frac{233\ 133}{1,1514}$
P _{1as} +s	1832—1960	$\frac{153720,00}{4335,00}$	$\frac{1060,00}{22,08}$	$\frac{20,00}{0,30}$	$\frac{10500,0}{525,0}$	$\frac{2920,0}{420,0}$	$\frac{82620,00}{3592,38}$		10	208,8	102	372	$\frac{250,84}{1,172}$
P _{1a}	1802,5—1839	$\frac{143420,00}{4044,44}$	$\frac{784,00}{16,31}$	$\frac{299,0}{4,90}$	$\frac{11243,00}{561,01}$	$\frac{2201,00}{180,92}$	$\frac{75669,00}{3289,96}$	$\frac{1320,00}{33,76}$	He опр	180	60	410	$\frac{258,35}{1,1576}$
P _{1f}	1891—1933	$\frac{181615,00}{5121,56}$	$\frac{1992,00}{41,44}$	$\frac{122,0}{2,0}$	$\frac{3026,00}{151,01}$	$\frac{2652,00}{218,02}$	$\frac{107895,00}{4691,10}$	$\frac{4100,00}{104,87}$	He опр		37	643	$\frac{303\ 092}{1,2034}$
P _{1ir}	885	$\frac{216651,00}{6109,75}$	$\frac{6826,00}{142,21}$	$\frac{1842,2}{30,2}$	$\frac{774,40}{38,64}$	$\frac{39560,00}{3253,25}$	$\frac{53466,00}{2324,65}$	$\frac{26025,0}{665,6}$	10,6	264	799	3800	$\frac{350,018}{1,2383}$

Примечания 1 C_{1ok}—srp — окская и серлуховская свиты, P_{1f} и P_{1ir} — филипповский и иренский горизонты 2 Тип вод хлоридно кальциевый

Таблица 15
 Характеристика растворенных газов подземных вод
 нижнепермско-каменноугольного комплекса
 Оренбургского месторождения

Интервал перфорации, м	Глубина отбора, м	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %									Общая упругость газа, МПа	p ₁ /p ₂	
			H ₂	CO ₂ + H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + в	N ₂ + редкие	He	Ar			
2550—2718	2480	800	He обн.	16,6	70,301	2,11	0,42	0,109	—	10,2	0,195	0,066	12,0	0,41
2356—2362,	2350	919	»	8,54	61,802	1,47	0,27	1,108	—	26,45	0,237	0,069	13,0	0,506
2365—2372														
2834—2848	2084	524	»	1,0	76,8		0,7			21,5	0,486	0,125	10,0	0,304
2617—2623	2600	994	»	2,3	83,4	3,0	0,53	0,11		10,2	0,242	0,046	21,0	0,714
2503—2510	2490	1046	»	1,3	90,3	1,29	0,23	0,03		6,6	0,128	0,065	24,0	0,816
2432—2445	2450	1960	»	12,3	79,9	1,42	0,05	0,015		6,1	0,095	0,057	50,0	1,75
2344—2360	2350	1883	»	66,2	30,6	0,62	0,02	0,011		2,4	0,016	0,057	12,0	0,438
1896—1982	1840	1452	0,7	20,4	69,6		2,9			6,7	0,079	0,052	18,0	0,882
1996—2028	1950	2940		43,3	48,2		1,2			7,3	0,132	0,091	21,0	1,00
1832—1960	1800	1140	8,3	10,0	73,6		2,22			5,6	0,101	0,028	17,0	0,846
1874—1882	1880	757	1,0	26,7	63,2		2,9			6,3	0,040	He опр.	9,0	0,446
1820—1842	1750	1589	He обн.	15,7	71,9		9,0			3,4		He опр.	21,0	1,066
1956—1962	1920	2720	»	44,60	46,5		1,52			7,38	0,073	0,28	20,0	0,971

шая концентрация кислых компонентов (2000—3000 см³/л) мало влияет на общую величину насыщенности вследствие их значительной растворимости. При удалении от контура продуктивности газонасыщенность снижается по разрезу и площади.

Во ВНИИЯГГе был детально изучен и. с. у. метана водорастворенных газов. Значения $\delta^{13}\text{C}$ метана водорастворенных газов нижнепермско-каменноугольного комплекса изменяются от $-3,7$ до $-4,08\%$, т. е. эти газы по и. с. у. метана значительно тяжелее газов основной газоконденсатной залежи. По мнению Л. М. Зорькина и Т. А. Крыловой (1983 г.), такой характер и. с. у. метана указывает на важную роль в формировании Оренбургского месторождения процессов дегазации подземных вод.

С глубиной и. с. у. метана водорастворенных газов облегчается: на глубинах 3500—3800 м в верхнем девоне (Шуваловская площадь) $\delta^{13}\text{C} = -5,16 \div -5,48\%$. Это наряду с повышением в водорастворенных газах доли гомологов метана указывает на преимущественную нефтеносность отложений.

В процессе разработки Оренбургского месторождения систематически проводились гидрогеологические наблюдения, которые показали, что первые признаки обводнения скважин стали отмечаться уже через несколько месяцев после начала его разработки. На прогрессирующий характер обводнения указывал рост числа водопроявляющих скважин — 15—20 скважин ежегодно. Обводнение скважин связано прежде всего с сопряжением депрессионных зон с зонами открытых трещин, каверн и закарстованными зонами. Там же, где в приконтактной зоне разреза преобладают плотные породы, пластовые воды не в состоянии преодолеть экран, отделяющий их от газоносных отложений. Главная масса пластовых вод, поступающих в эксплуатационные скважины, соответствует водам среднекаменноугольных пластовых резервуаров.

Астраханское газоконденсатное месторождение приурочено к одноименному своду — крупной структуре второго порядка, расположенной на юго-западе Прикаспийской синеклизы. Свод отчетливо выражен в рельефе кристаллического фундамента и подсолевых отложениях. Центральную его часть занимает крупная валообразная структура субширотного простираения, оконтуриваемая изогипсой — 4200 м. По контуру газоносности (ГВК на глубине 4100 м) размеры залежи составляют 100×40 км. Для месторождения характерны высокое содержание кислых компонентов, конденсата и АВПД, превышающее гидростатические давления на 40—50%. Кроме основной, башкирской, залежи получен промышленный приток газа с конденсатом из известняков нижнего карбона. Незначительные нефтегазопроявления отмечены в нижнепермских отложениях. Непромышленные притоки газа были получены из верхнепермских пород.

В пределах Астраханского свода глубоким бурением вскрыты отложения от нижнекаменноугольного до четвертичного возраста. Каменноугольные отложения представлены известняками с прослоями ангидритов, аргиллитов и глин, нижнепермские — чередованием аргиллитов,

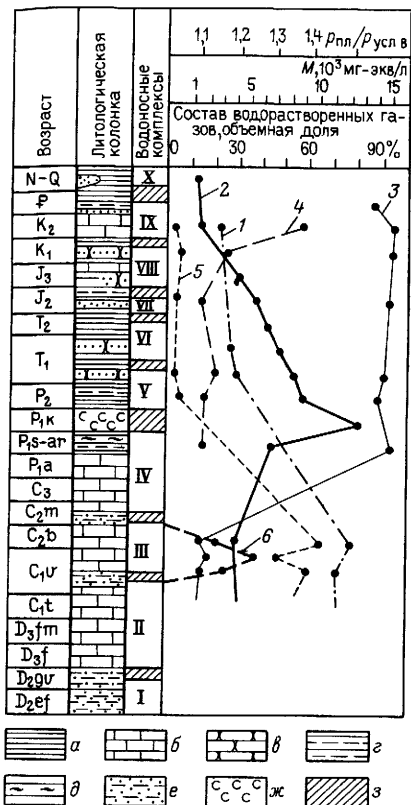


Рис. 43. Гидрогеологический разрез осадочной толщи Астраханского свода (по А. С. Зингеру, В. Г. Грушевому, Н. И. Воронину, Л. А. Катаевой).

a — глины, *b* — известняки, *в* — песчаники, *г* — аргиллиты; *д* — алевролиты, *е* — аргиллиты с прослоями песчаников, *ж* — каменная соль, *з* — слабопроницаемые горизонты
Кривые 1 — $\rho_{пл}/\rho_{усл}$ в, 2 — общая минерализация, 3—6 — компоненты водорастворенных газов (3, 4 — УВ соответственно для продуктивных и «пустых» площадей, 5 — углекислота, 6 — сероводород)
Водоносные комплексы I — домуллинский, II — дотульский, III — доверейский, IV — докунгурский, V — верхнепермско-ветлужский, VI — баскунчакско-среднетриассовый, VII — среднеюрский, VIII — нижнемеловой, IX — верхнемеловой, X — неоген-четвертичный

доломитов, глинистых известняков и соленосных пород (кунгурский ярус). Верхняя пермь и мезозой — кайнозой сложены терригенными преимущественно глинистыми осадками с подчиненными песчаными и карбонатными прослоями.

Согласно А. С. Зингеру, В. Т. Грушевому, В. Г. Воронину и др. (1979 г.), в разрезе Астраханского свода выделяют десять водоносных комплексов (рис. 43).

Воды надсолевого и подсолевого гидрогеологических этажей четко различаются по солевому и

газовому составу. В надсолевом этапе минерализация вод растет с глубиной от 1—5 г/л в четвертичных отложениях до 315—323 г/л в породах триаса (табл. 16). В водах содержатся аммоний, бор, иод, бром. Коэффициент r_{Na}/r_{Cl} меняется от 0,59 до 0,96. Воды хлоридно-кальциевого типа. Состав растворенных газов метановый. Газонасыщенность вод растет с глубиной, в породах пермотриаса воды предельно газонасыщены (табл. 17). Температура вод 24—84° С. Пластовое давление близко к условному гидростатическому. Дебиты воды составили в юре и мелу 300—400 м³/сут при депрессиях 5—8 МПа, в палеогеновых отложениях 90—220 м³/сут при депрессиях 0,4—1 МПа.

В хемогенной толще кунгурского яруса в отдельных прослоях и линзах, сложенных сульфатно-терригенными породами, вскрыты хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией 350—400 г/л. Здесь же отмечаются АВПД.

Воды продуктивных отложений подсолевого этажа характеризуются меньшей минерализацией — от 70,7 до 112,49 г/л, более высоким содержанием гидрокарбонатов, сероводорода, бора, пониженных — иода

Таблица 16

Химический состав подземных вод Астраханского месторождения

Площадь	Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микрокомпоненты, мг/л						M, г/л г.г/см ³		
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	I ⁻	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	Li ⁺		Sr ²⁺	H ₂ S
Долгожданная	C ₁	При забое (4837 м)	67300,0	40,0	50,0	2400,0	1200,0	38600,0	2900	112,49	
			1898,0	0,8	0,8	120,0	98,6									1679,0	1,07
Ширяевская	C ₁	4770—4740	56736,0	585,0	3050,0	2405,0	803,0	33952,0	...	27,0	81,0	800	1870	100,3	
			1600,1	12,18	50,0	120,0	66,0	1476,0								1,068	
»	C ₂	4180—4158	55831,77	720,95	2696,2	1865,62	447,75	34288,86	508,0	19,5	275,14	48,69	93,87	1009,8	97,8
			1574,5	15,02	44,2	93,09	36,82	1490,82	12,99	Следы	90,0	0,6	79,9	0,82	1,0646
Астраханская	T	2030—1892	194994,5	1582,6	61,0	2404,8	851,2	122542,6	428,5								...
			5499,0	32,7	1,0	120,0	70,7	5327,94	10,9	1,198							
»	J ₂	1820—1730	189687,2	2007,3	85,4	1803,6	729,6	120290,0	400,0	1,3	54,0	8,4	52,7	0,64	315,2
			5349,33	41,82	1,4	90,0	60,0	5230,0	10,3	3,8	Не обн.	12,5	91,1	1,85	56,0	...	1,196
»	J ₃	1575—1530	177258,5	2061,2	109,8	1803,0	790,4	112228,7	400,0								...
			4998,83	42,94	1,8	90,0	65,0	4879,51	10,3	8,9	»	20,0	127,9	2,45	115,0	...	
»	K ₁	1365—1260	163056,8	950,6	134,2	2204,4	912,0	101815,7	400,0								...
			4598,33	19,7	2,2	110,0	75,0	4426,77	10,3	22,8	18,0	6,6	98,8	1,7	102,8	...	
»	K ₂	870—800	106329,6	41,2	48,8	1523,0	1021,0	65097,1	262,5								...
			2998,58	0,6	0,8	76,0	84,0	2830,31	6,7	16,9	63,0	4,4	109,5	1,05	100,4	...	
»	P	695—586	74412,8	51,9	183,0	2725,4	2237,4	40860,9	149,9								...
			2098,5	1,8	3,0	136,0	184,0	1776,56	3,3	11,49	140,21	14,98	49,2	
»	N ₂	300—250	18071,45	8,23	427,0	853,08	739,34	9457,37	87,44								...
			509,63	0,17	7,0	42,57	60,8	411,19	2,24	1,0204							

Примечание. Тип вод хлоридно-кальциевый.

Таблица 17

Характеристика газов, растворенных в подземных водах Астраханского место

Площадь	Возраст пород	Интервал перфорации, м	Способ отбора	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л
Долгожданная	C _{1v}	При забое (4837 м)	На устье	...	Не опр.
Ширяевская	C _{1v}	4770—4740	То же	97	»
»	C _{1v}	4590—4580	»	80	»
Светлошаринская	C _{2b}	4298—4285	»	...	»
Долгожданная	C ₂	4410—4228	»	...	»
Ширяевская	C _{2b}	4180—4158	»	97	»
Астраханская	P _{1k}	1736—1732	»
Халганская	P ₂ —T	2294—2287	1200
Бугринская	T	2792—2740	Не опр.
Бушульская	J ₂	1435—1426	С глубины 1400 м	...	565
»	K ₁	1036—1027	На устье	...	210
Халганская	K ₂	1083—1027	То же	...	Не опр.
»	P	522—518	»	...	»
Астраханская	N ₂	300—250	»	29	»

Примечание Водород обнаружен только в одном случае: Ширяевская площадь, глубина

и брома. По типу минерализации воды хлоридно-кальциевые. На Светлогорской площади получены воды гидрокарбонатно-натриевого типа. В растворенных газах очень высоко содержание кислотных компонентов. Газонасыщенность вод высокая: в скв. 5 Астраханской площади 17,5 л/л, в скв. 8—8 л/л. Дебит воды колеблется от первых кубических метров до 130—150 м³/сут (при депрессии на пласт около 20 МПа) и более при переливе.

Характерные особенности продуктивного комплекса Астраханского месторождения — высокая температура (108—130° С) и наличие АВПД (коэффициент аномальности 1,3—1,6).

Гидрохимическая инверсия в Волго-Уральском мегабассейне хорошо прослеживается и по разрезу Астраханского месторождения. Опреснение вод могло осуществляться за счет вод термодегидратационного, конденсационного и органогенного происхождения. Наиболее вероятным представляется влияние «возрожденных» вод, возникших в результате дегидратации глинистых минералов. На Астраханском своде источником опреснения могли служить глинистые прослои карбонатной формации карбона. А. С. Зингер, Г. С. Долгова и Д. Л. Федоров (1980 г.) источником опреснения считают мощные терригенные и терригенно-карбонатные толщи, сменяющие к югу от Астраханского свода визейско-нижнекембрийскую карбонатную формацию, а также терригенные и терригенно-карбонатные девонские отложения. Эти же авторы отмечают, что определенную роль в опреснении вод могли играть воды дегидратации гипсов. Доля конденсационных, органогенных, хемоген-

рождения

Объемная доля, %										Общая упругость газа, МПа	p _r /p _в
CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ +в	N ₂ +редкие	He	Ar			
38,5	46,7	3,34	2,86	8,36	He обн	0,24	He опр.				
41	41	17,23	0,25	0,09	0,15	0,28	»				
59,6	24,6	14,08	0,53	0,08	0,28	0,83	»				
47,28	27,84	22,1	0,6	2,0	He обн.	0,18	»				
19,4	55,5	9,34	5,48	9,98	»	0,3	»				
27,13	16,67	41,79	2,61	0,92	0,76	0,72	0,041	He опр.			
0,5	He обн.		99,4			0,1	He опр.				
0,83	»		62,64			36,53	0,186	0,260	35,4	1,0	
1,3	»	93,25	0,07	0,02	0,01	5,35	He опр.				
2,2	»	71,7	0,16	0,01	0,01	25,93	0,086	0,109	7,4	0,47	
0,2	»		87,2			12,6	He опр.		1,8	0,25	
2,77	»		93,1			4,13	He опр.				
1,02	»		85,7			13,28	»				
0,96	»	95,4	0,06	0,01	He обн	3,57	0,018	0,051	He опр 1,0		

4180—4158 м — 9,33%

ных и других вод, по их мнению, невелика и составляет около 1%. Смена типа вод с хлоридно-кальциевого на гидрокарбонатно-натриевый, по-видимому, обусловлена образованием больших масс диоксида углерода.

II.1.3. ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

Днепровско-Донецкий нефтегазоносный бассейн приурочен к одной впадине. С юго-запада впадина ограничена Украинским, с северо-востока Воронежским кристаллическими массивами. На северо-западе Днепровско-Донецкий бассейн Брагинским выступом фундамента отделяется от расположенного западнее Припятского бассейна, на юго-востоке он ограничен Донецким складчатым сооружением. Общая площадь бассейна около 100 км².

Гидрогеология Днепровско-Донецкой впадины до 1937 г. изучалась преимущественно с целью выяснения источников водоснабжения. После 1937 г. исследовались и более глубокие водоносные горизонты при бурении поисковых скважин на нефть и газ. Крупный вклад в изучение гидрогеологических условий этого региона внесли А. Е. Бабинец, К. И. Маков, А. М. Овчинников, М. И. Суббота, В. В. Колодий, В. А. Терещенко, А. С. Тердовидов, А. Ф. Романюк, Ю. С. Застежко, В. А. Кришоша, Л. П. Швай, О. Д. Штогрин и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В геоструктурном отношении в Днепровско-Донецкой впадине выделяют центральную зону сложного грабена, северную и южную прибортовые зоны ступенчатых опусканий, южную и северную бортовые зоны.

К южному борту впадины отнесена область спокойного погружения кристаллического фундамента от выходов на дневную поверхность до района резкого погружения его в пределах Днепровского грабена. Ширина южного борта в центральной части впадины составляет 120 км. Мощность осадочных отложений до 1800 м. Отложения девона здесь отсутствуют, турнейские и нижневизейские породы сохранились только в юго-восточной части борта. В северной бортовой части впадины (склон Воронежского кристаллического массива) мощность отложений увеличивается в 2 раза за счет образований верхнего мела.

Днепровский грабен занимает центральную часть впадины. От Украинского щита и Воронежского массива он отделен системой крупных сбросов северо-западного простирания. Ширина грабена в пределах Черниговско-Брагинского выступа 75 км, в юго-восточном направлении она увеличивается и вблизи зоны сочленения с Донецким складчатым сооружением составляет 130 км. Амплитуда краевых нарушений, ограничивающих грабен в Черниговском пересечении, составляет 100—500 м, а вблизи зоны сочленения с Донбассом 4—6 км.

В геологическом строении Днепровско-Донецкой впадины принимают участие отложения от девонских до четвертичных, залегающие на размытой поверхности докембрийского кристаллического фундамента. Мощность отложений фанерозоя меняется от нескольких десятков метров до 2 км на южном и до 3,5 км на северном бортах, а в Днепровском грабене от 8 до 10 км и более. Мощность палеозойских отложений увеличивается с северо-запада на юго-восток, на Черниговско-Брагинском выступе составляет 2—3,5 км, в центральной части грабена 6 км и на границе с Донецким складчатым сооружением — свыше 16 км.

По данным КМПВ и ГСЗ, внутри Днепровского грабена выделяют древний ровообразный грабен, выполненный толщей метаморфизованных рифей-нижнепалеозойских пород с пластами базальтов в основании общей мощностью 5—10 км.

Промышленная нефтегазоносность Днепровско-Донецкого бассейна практически установлена после Великой Отечественной войны. Впервые мысль о возможности нахождения нефтяных месторождений в районах соляных куполов была высказана в 1931 г. Н. С. Шатским. В 1934 г. поисковым бурением на соль было открыто первое в Днепровско-Донецкой впадине Роменское нефтяное месторождение. В 1949 г. открыто Шебелинское газовое месторождение, в 1951—1960 гг. обнаружены залежи нефти на Радченковском, Кибинцевском и Глинско-Розбышевском, Прилукском, Зачепиловском, Гнединцевском, Сагайдак-

ском месторождениях. Залежи газа в это время выявлены на Михайловской, Солоховской и Голубовско-Ильичевской площадях. В настоящее время в Днепровско-Донецком бассейне открыто более 150 месторождений нефти и газа.

Основные продуктивные горизонты связаны с пластами песчаников нижнего, среднего и верхнего (араукаритовая свита) карбона, с медистыми песчаниками и ангидритовым горизонтом нижней перми, с песчаниками верхнепермского, триасового и юрского возраста. Большинство месторождений многопластовые, число продуктивных пластов 15—20 и более.

В многопластовом осадочном разрезе Днепровско-Донецкой впадины выделяют четыре гидрогеологических этажа: покровный, верхнепермско-мезозойский, девонско-каменноугольно-нижнепермский и подсолевой протерозойско-нижнепалеозойский (рис. 44).

Водоносность пород фундамента изучена на площадях, примыкающих к Украинскому и Воронежскому кристаллическим массивам, где они залегают неглубоко от поверхности. Воды заключены в трещинах выветривания и тектонических трещинах магматических пород. Водобильность зависит от степени их трещиноватости: на отдельных участках с повышенной трещиноватостью дебиты скважин превышают $240 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Подсолевые отложения среднего девона характеризуются низкой водообильностью, дебиты скважин от 2 до $30 \text{ м}^3/\text{сут}$. Исключение составляет Приятинская площадь, где скв. 1 вскрыла отложения с дебитом $1087 \text{ м}^3/\text{сут}$. Еще более низкой водообильностью характеризуются межсолевые и верхнесолевые девонские отложения: дебиты скважин — $0,2$ — $11 \text{ м}^3/\text{сут}$ и только на отдельных площадях (Клайдинская и др.) достигают $30 \text{ м}^3/\text{сут}$. В нижнекаменноугольных образованиях водовмещающими породами служат прослойки трещиноватых известняков и песчаников, залегающих в толще аргиллитов и глинистых сланцев. Коллекторские свойства водовмещающих пород неоднородны, в связи с этим дебиты скважин колеблются в широких пределах — от $2,8 \text{ м}^3/\text{сут}$ (площадь Михайловская) до $280 \text{ м}^3/\text{сут}$ (площадь Прилуки). Водобильность пермских отложений также невысокая: дебиты скважин редко превышают $30 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Анализ гидродинамических схем, проведенный Л. П. Шваем, показывает, что основной областью питания водоносных горизонтов палеозоя Днепровского грабена является южный склон Воронежского массива. Движение вод в грабене направлено с севера на юг. Областью разгрузки служит южная зона ступенчатых дислокаций. Прослеживается переток вод из Припятского бассейна в Днепровско-Донецкий через Черниговско-Брагинский выступ фундамента. На существование перетока указывает и В. А. Терещенко (1966 г.), который считает, что область питания пластовой системы региона кроме Воронежского массива служит северо-западный склон Украинского щита северо-западнее г. Канева. Движение вод направлено от склонов массивов к центральным частям впадины, а в самой впадине — на юго-

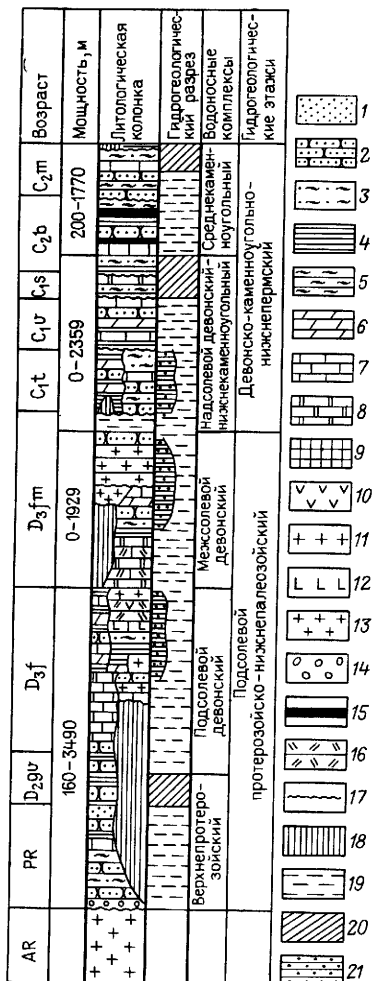
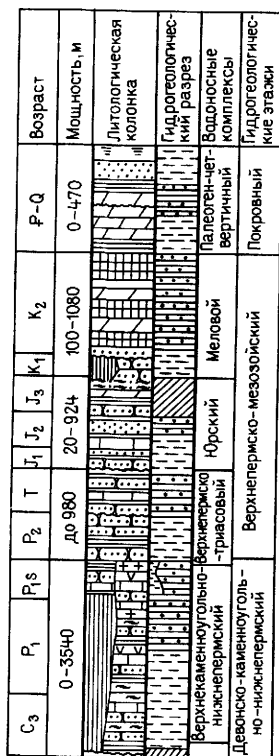


Рис. 44. Схематический сводный литолого-гидрогеологический разрез Днепровско-Донецкого бассейна (по Г. А. Юрину).

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — мел; 10 — гипсы; 11 — соль; 12 — эффузивные породы; 13 — кристаллический фундамент; 14 — конгломераты; 15 — уголь; 16 — пирокластические породы; 17 — стратиграфические и угловые несогласия; 18 — отложения, развитые не по всей площади бассейна; 19 — водоносные толщи, 20 — относительно водоупорные толщи; 21 — водоупорные толщи

восток. Основная область разгрузки — долина Днепра на участке Кременчуг — Павлоград. Для северной части Донецкого складчатого сооружения областью разгрузки, по данным Ю. С. Застежко (1963 г.), является долина р. Северный Донец. Скорость перемещения вод незначительна и составляет, по В. А. Терещенко, единицы сантиметров в год. По данным Л. П. Швая, скорость движения вод в отложениях триаса — верхнего карбона изменяется от 0,3 до 1,5—2 м/год.

Указанные особенности динамики вод, очевидно, справедливы лишь

для верхних горизонтов мезозойско-кайнозойских отложений и, возможно, для водоносных горизонтов верхнекаменноугольно-нижнепермской толщи. В средненижекаменноугольных, девонских и нижележащих отложениях, по-видимому, существует элизионный режим: движение вод, как считает М. И. Суббота, направлено от наиболее прогнутых частей бассейна к его бортам и вверх по локальным очагам разгрузки.

Воды палеозойских отложений преимущественно хлоридно-кальциевого типа. Исключение составляет зона активного водообмена, где развиты воды сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого типов. Минерализация вод увеличивается от склонов кристаллических массивов к центральной части бассейна и вдоль центральных частей с северо-запада на юго-восток до 300—350 г/л. В этом же направлении растет степень метаморфизма вод (рис. 45), снижается их сульфатность, увеличивается содержание брома и иода.

Воды мезозойских горизонтов менее минерализованные. В триасовых отложениях воды преимущественно хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 150 г/л, в юрском водоносном комплексе в центральной части впадины воды также хлоридно-кальциевого типа, но с меньшей минерализацией — до 100 г/л. В прибортовых частях впадины воды гидрокарбонатно-натриевого, реже сульфатно-натриевого типа с минерализацией до 20 г/л.

Состав растворенных газов изменяется от метанового до азотного. Азотные газы выявлены на Брагинско-Черниговском выступе фунда-

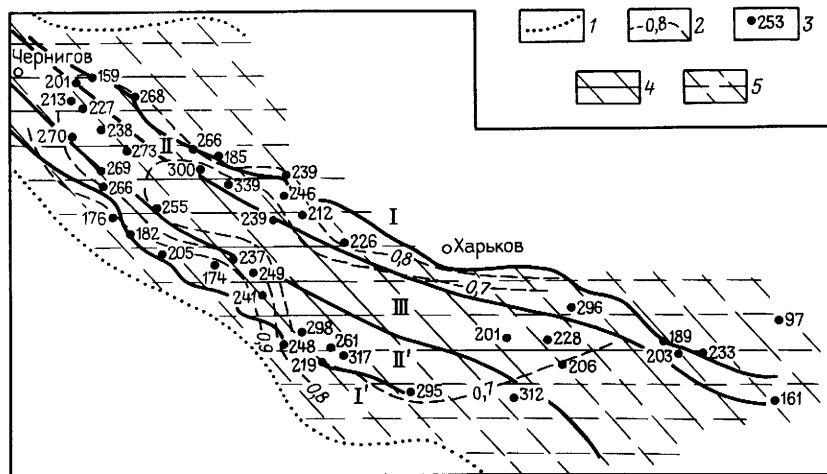


Рис. 45. Схематическая гидрохимическая карта нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкого бассейна (по А. Ф. Романюку).

Днепровско-Донецкая впадина I, I' — северный и южный борты (склоны Воронежского и Украинского кристаллических щитов), II, III — северная и южная зоны ступенчатых сбросов, III — средняя осевая зона грабена

1 — границы распространения нижнекаменноугольных отложений, 2 — изолинии коэффициента r_{NA}/r_{Cl} , 3 — минерализация пластовой воды, г/л (тип вод — хлоридно-кальциевый), гидродинамические зоны весьма затрещиненного водообмена 4 — установленные, 5 — предполагаемые

мента, в северо-западной части Днепровского грабена, по склонам Украинского и Воронежского кристаллических массивов. Метано-азотные и азотно-метановые газы распространены в водах на северо-западе Днепровского грабена и в виде неширокой полосы вдоль его бортовых уступов. Такие же газы встречены в водах отложений верхнего карбона — нижней перми в центральной осевой части Днепровского грабена. Метановые газы характерны для юго-восточной части грабена. Зональность в составе газов прослеживается и по разрезу. Метановые газы вверх по разрезу уже в водах верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений даже в наиболее погруженной части Днепровского грабена сменяются азотно-метановыми и метано-азотными.

Газонасыщенность вод палеозойских отложений изменяется от 10 до 1800 см³/л, возрастая к центральным районам бассейна. Упругость газов изменяется от 0,07 до 3,9 МПа, возрастая также от окраин бассейна к центру и с глубиной. Коэффициент насыщенности вод газами колеблется в широких пределах. Для зоны азотных газов средние величины его составляют 0,01—0,25, метановых 0,2—0,96, смешанных 0,13—0,19. В ряде случаев отмечается предельная насыщенность вод газами в зоне развития метановых газов.

В водорастворенных газах вокруг газовых залежей содержится в основном метан, на долю его гомологов приходится 3—5%. В водах газонефтяных залежей газы содержат тяжелых УВ до 12% (Бельское, Глинско-Розбышевское месторождения), нефтяных — до 50%. В газах вод непродуктивных отложений содержится в основном азот. Вблизи контура нефтегазоносности отмечается максимальная насыщенность пластовых вод УВ. По мере удаления от контура концентрация и упругость водорастворенных газов уменьшается. Это явление наблюдается на Сливаковском, Шебелинском, Глинско-Розбышевском, Рыбальском, Перещекинском и других месторождениях. Так, на Сливаковской площади в скв. 14, находящейся в 200 м от контура газоносности, газонасыщенность вод равна 2200 см³/л, а в скв. 9 в 1000 м от контура — 1000 см³/л. С удалением от контура газоносности уменьшается содержание УВ и увеличивается доля азота. Вместе с газонасыщенностью вод снижаются упругость и коэффициент насыщенности вод газами, которые по скв. 14 соответственно равны 6,28 и 0,9 МПа, а в скв. 9—1,68 и 0,19 МПа.

Влияние залежей на газоносность вод прослеживается и в вертикальном разрезе. Так, на Гнединцевской площади в скв. 22 (1784—1790 м) непосредственно над залежью содержание метана составило 23,6%, его гомологов 69,9% и азота 6,4%. В поверхностных водах над залежью отмечены лишь следы тяжелых УВ, где средняя величина их, по В. А. Гальченко (1968 г.), не превышает $5,17 \cdot 10^{-4}$ см³/л. Влияние залежи на подземные воды в вертикальном разрезе по Гнединцевской площади распространяется на 300 м, а по Северо-Голубовской — на 200 м.

Температура пород в пределах Днепровско-Донецкого бассейна закономерно возрастает от его бортовых частей к наиболее по-

груженным зонам. Максимальная температура (145°C) зафиксирована в скв. 200 на глубине 4500 м на Шебелинской площади. Относительно пониженной температурой характеризуются недра Брагинско-Черниговского выступа фундамента и бортовых частей Днепровского грабена, повышенной — юго-восточной части Днепровского грабена и зоны сочленения его с Донецким складчатым сооружением. Относительно охлажденные зоны совпадают с областями древней или современной инфильтрации.

Подземные воды месторождений

Шебелинское газовое месторождение расположено в зоне сочленения Днепровского грабена с Донецким складчатым сооружением и приурочено к крупной брахиантиклинальной складке северо-западного простирания. Размеры складки по нижеангидритовому горизонту (изогипса 2240 м) составляют 29×10 км. Со всех сторон складка ограничена глубокими прогибами, по отношению к которым ее амплитуда составляет более 1000 м по отложениям нижней перми.

Продуктивность месторождения установлена в 1950 г. — из скв. 1, вскрывшей отложения нижней перми, ударил мощный фонтан газа. В 1957—1958 гг. были разведаны залежи газа в медистых песчаниках нижней перми и в песчаниках араукаритовой свиты верхнего карбона. В геологическом строении месторождения принимает участие комплекс осадочных образований от четвертичных до девонских. Основным водоупором служит мощная (500—700 м) хемогенная толща нижней перми. На месторождении установлено 13 промышленно-газоносных горизонтов, образующих единую массивно-пластовую сводовую залежь.

В газе содержится 91—94% метана, 3—7% его гомологов, 0,1—0,2% диоксида углерода. Средняя плотность газа 0,59. В газе содержится конденсат — $14 \text{ см}^3/\text{м}$.

Пластовые воды высоконапорные, статические уровни от 50 до 200 м. Дебиты скважин изменяются от нескольких кубических метров в сутки до $200 \text{ м}^3/\text{сут}$, иногда достигают $800 \text{ м}^3/\text{сут}$. Водоносны разноразмерные песчаники, пористость их 10—32%.

Воды, приуроченные к верхнепермским, триасовым и юрским отложениям, хлоридно-кальциевого типа с минерализацией соответственно 84, 77 и 40 г/л (табл. 18). В продуктивных отложениях верхнего карбона, нижней перми вскрыты почти бессульфатные пластовые хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 300 г/л. Содержание брома достигает 594 мг/л, иода 39,4 мг/л. Газонасыщенность пластовых вод до $800 \text{ м}^3/\text{л}$ (табл. 19).

Яблунцовское газоконденсатное месторождение расположено в Центральной зоне Днепровского грабена и приурочено к брахиантиклинальной складке широтного простирания размером 11×5 км с амплитудой 450 м. В 1974 г. на месторождении при опробовании верхневизейских отложений (горизонт В-17) получен приток газа и конденсата. Промышленные залежи газа приурочены к отложениям башкир-

184 Таблица 18
Химический состав подземных вод месторождений Днепровско-Донецкого бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)						Микрокомпоненты, мг/л			M, г/л γ, г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	NH ₄ ⁺	Br ⁻	I ⁻	
<i>Шебелинское месторождение</i>											
C ₃	2500—2507	170208	411,40	36,6	21152,7	3268,6	80334,45	He опр.	594,9	18,62	276,0
		4800,0	8,56	0,6	1055,0	268,8	3492,8				1,1842
P ₁	2930—2880	189711	626,97	48,8	19278,0	4134,4	93468,32	93,6	721	39,4	308,11
		5350,0	13,04	0,8	960,0	340,5	4068,0				1,2
P ₁	2462—2448	177300	459,37	85,4	16040,0	3404,8	90402,42	115,2	541,36	35,12	287,67
		5000,0	9,14	1,4	806,0	280,0	3930,64				1,1870
P ₁	2852—2816	193257	532,35	54,2	19049,50	2918,4	98255,66	99,0	712,88	15,39	314,07
		5450,0	11,07	0,9	950,00	240,0	4271,77				1,1934
P ₂	1596—1604	168780	3127,0	24,0	1560,00	83,0	113779,20	He опр.			287,34
		4759,9	65,10	0,40	77,80	6,8	4740,80				1,19
P ₂	902—955	50587,5	1599,93	79,3	2867,15	714,17	28980,00	He опр.	57,62	5,7	84,89
		1426,56	33,27	1,3	143,0	58,70	1260,19				1,0568
T	799—766	50707	682,1	57,95	4850,45	1307,44	25201,1	»	53,6	1,46	82,8
		1430,0	14,19	0,95	241,92	107,52	1095,7				1,0562
J	490—495	24822	176,9	85,4	1248,51	425,9	13978,48	»	45,56	3,8	40,7
		699,98	3,68	1,43	62,27	35,03	507,79				1,025
J	658—583	39006	691,15	85,4	5313,25	1342,46	17028,51	»	58,96	2,11	63,4
		1100,0	14,37	1,4	265,0	110,4	740,37				1,0443
<i>Яблуньское месторождение</i>											
C ₁	5101—5131	163345,9	237,0	427,0	19817,6	655,9	82120,6	79,2	62,6	10,6	266,7
		4606,35	4,93	7,0	989,5	53,04	3570,46				1,1976
C ₁	4790—4785	14143,32	66,66	170,80	12971,52	1421,13	74022,28	18,72	170,50	16,93	229,74
		3980,24	1,39	2,80	647,67	116,87	3218,36				1,163
C _{IV}	3874—3884	122260,2	464,99	244,0	13799,84	4651,84	54798,65	78,75	342,32	6,34	196,25
		3447,74	9,68	4,0	689,0	382,57	2382,55				1,17

C _{1v}	4244—4297	148789,9	310,3	414,8	15363,5	1007,8	79994,54	125,3	250,5	12,7	243,0
		4195,88	6,46	6,8	768,0	82,88	3347,71				1,168
C _{1v}	4228—4232	161180,1	329,2	366,0	36227,93	1154,84	60340,0	He опр	162,5	4,23	260,0
		4545,3	6,85	6,0	1808,96	125,4	2623,86				1,192
C _{2m}	3248—3264	77431,5	361,3	280,6	10732,8	930,4	36026,05	151,2	143,83	12,7	126,31
		2183,57	7,52	4,6	535,6	76,48	1566,35				1,0957
C _{2b}	3939—4004	112335,5	1003,24	524,6	18199,28	2007,84	50619,13	He опр.	107,89	3,17	194,36
		3167,86	20,89	85,98	908,69	165,12	2200,92				1,1352

Примечания 1 Тип вод хлоридно-кальциевый 2 Содержание бора в водах месторождений Шебелинское, С₃ — 6 мг/л, Яблунское, С₁ — 5101—5131 м — 8,98 мг/л (в остальных случаях бор не определяли)

Таблица 19

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Днепровско-Донецкого бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Объемная доля, %									Общая упругость газа, МПа
		H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	~C ₄ H ₁₀	N ₂ + редкие	He	Ar	

Шебелинское месторождение

C ₃	2534—2567	He опр	0,37	93,94	1,22	0,50	0,40	3,10	0,110	0,031	26,4
P ₁	1920—1963	»	0,84	72,77	1,45	0,30	0,25	23,56	0,190	0,220	He опр.
P ₂	1025—1050	»	0,50	94,90	2,95	0,80	0,30	0,43	0,065	0,055	51,7
T	799—852	»	1,00	86,68	2,50	1,60	0,40	7,53	0,115	0,183	15,0
J ₃	299—374	»	0,22	77,21	1,70	0,80	0,50	19,30	0,027	0,247	9,7

Яблунское месторождение

C _{1t}	5033—5040	0,08	0,31	93,36	3,97	1,04	0,35	0,87	0,02	сл	He опр.
C _{1t}	4838—4858	Следы	9,46	76,21	9,14	3,27	0,92	0,99	0,01	сл.	»
C _{1t}	5115—5092	0,15	3,48	91,31	2,89	1,05	0,33	0,50	0,0	0,0	»
C _{1t}	4955—4965	He обн	5,70	79,55	9,27	3,05	1,27	0,98	0,089	He опр.	»
C _{1t}	4773—4782	0,12	Следы	93,32	4,45	1,28	0,35	0,44	0,02	0,0	»
C _{1, B-15}	3609—3651	Следы	14,25	81,95	2,40	0,25	Следы	1,15	He опр.	»	»

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Объемная доля, %								Общая упругость газа, МПа	
		H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂ + редкие	He		Ar
C ₁ , В-16	3874—3884	0,15	4,82	82,58	4,04	1,61	0,17	6,62	0,01	Следы	»
C ₁ , В-17	3876—3882	1,51	»	84,31	2,55	0,17	Следы	11,34	0,12	Следы	He опр.
C ₁ , В-19	4244—4497	0,03	Следы	91,28	0,64	0,14	0,28	7,09	0,07	0,04	»
C ₁ , В-26	4943—4948	0,23	3,19	91,41	3,71	1,01	0,42	0,02	Следы	0,01	»
C ₁ , В-18	3996—3997	Следы	4,98	86,25	5,63	1,74	0,50	0,67	0,01	0,0	»
C ₁ , В-17	3971—3983	»	4,88	86,21	4,89	2,03	0,75	0,60	0	0,02	»
C ₂ , М-7	3386—3375	0,01	2,09	71,77	8,80	8,40	3,53	4,49	0,01	0,0	»
C ₂ , В-10—11	3939—4004	Следы	7,66	79,16	0,31	0,08	Следы	12,39	He опр.	»	»
C ₂ , В-7	3544—3574	»	0,35	88,54	6,55	2,29	0,74	1,53	Следы	»	»

ского (горизонты В-6, В-11-12), визейского (В-16, В-17, В-26) и турнейского (Т-1, Т-2) ярусов. Коллекторы — песчаники различной зернистости. В газе содержится 40—89% метана и до 15% его гомологов.

Весь комплекс осадочных пород, слагающих месторождение, в той или иной мере водоносный. По гидрохимическим и гидродинамическим особенностям в пределах Яблунковского месторождения, как и во всем Днепровско-Донецком бассейне, в вертикальном разрезе выделяют три гидродинамические зоны: активного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

Водоносные горизонты зоны активного водообмена (нижняя граница — верхнеюрские глины) содержат пресные воды гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевого типов с минерализацией до 3 г/л. Воды этой зоны за исключением антропогенного водоносного комплекса напорные. Водорастворенные газы обогащены компонентами воздушного происхождения. Мощность зоны активного водообмена на Яблунковском месторождении достигает 1000 м.

К зоне затрудненного водообмена на большей части Днепровско-Донецкой впадины относится нижняя часть юрских, триасовые, пермские, верхне- и частично среднекаменноугольные отложения. Водосодержащими являются песчаники и алевролиты. В этой зоне развиты воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 300 г/л. Водорастворенные газы азотного и азотно-углеводородного, в нижней части зоны в основном углеводородного состава (см. табл. 18, 19). На месторождении к

этой зоне приурочены продуктивные горизонты московского (М-4, М-5а, М-5н, М-6, М-7) и башкирского (Б-5, Б-6) ярусов.

В отложениях московского яруса вскрыты тяжелые нефти. Пластовые воды, подстилающие нефтяные залежи, высокометаморфизованные ($rNa/rCl \sim 0,81$), хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 120—220 г/л. Содержание иода составляет 4—12 мг/л, брома 140—380 мг/л, аммония 65—150 мг/л. Водорастворенные газы у контакта с нефтяной залежью содержат 63—79% метана и до 28% его гомологов. Газонасыщенность вод высокая, до 900 см³/л.

Воды, приуроченные к отложениям башкирского яруса, высокометаморфизованные ($rNa/rCl 0,70—0,75$), хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 220 г/л.

Ниже 3500 м выделяется гидродинамическая зона весьма затрудненного водообмена, охватывающая средне- и нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения.

Наиболее полно изучены гидрогеологические условия визейского и турнейского ярусов, к которым приурочены основные запасы нефти, газа и конденсата. Пластовые воды визейского яруса хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 180—260 г/л, содержат мг/л: иода 8—13, брома 160—250, аммония 25—125. Статические уровни устанавливаются на глубине 240 м, а давление и температура пласта равны 42,74 МПа и 108° С. В водорастворенных газах содержится 94—97% УВ и до 5% углекислоты. Газонасыщенность пластовых вод 480 см³/л.

Воды турнейского яруса хлоридно-кальциевого типа, высокометаморфизованные, с минерализацией до 264 г/л, содержат, мг/л: иода 6—10, брома 119—180, бора 7,4—8,6, аммония 79—114. Растворенный в воде газ содержит до 99,2% УВ, при этом на долю тяжелых УВ приходится 24,2%.

В подошве продуктивных горизонтов московского и башкирского ярусов водоносные отложения обладают хорошими коллекторскими свойствами, на что указывают высокие дебиты скважин. Все это свидетельствует о больших запасах вод, их высокой энергии и о доминирующем влиянии на режим разработки залежей. Для продуктивных горизонтов М-4, М-5в, М-5н, М-6, М-7, Б-5, Б-6 и Б-11 в начальный период эксплуатации предполагается водонапорный режим.

В отложениях визейского и турнейского ярусов ухудшаются коллекторские свойства, особенно резко в отложениях турнейского яруса. Залежи находятся на больших глубинах в зоне весьма затрудненного водообмена, где только в исключительных случаях возможно продвижение подземных вод по наиболее проницаемым пластам, а в основном движение происходит по разрывным нарушениям. Все это дает основание считать, что влияние пластовых вод на режим разработки визейско-турнейских залежей ограничено.

II.1.4. ПРИПЯТСКИЙ БАССЕЙН

Припятский нефтеносный бассейн площадью около 35 тыс. км² связан с одноименным прогибом, расположенным между Белорусско-Мазурским выступом фундамента на севере и Украинским кристаллическим массивом на юге. На востоке Брагинский выступ отделяет его от Днепровско-Донецкого бассейна. Западную границу проводят по Полесской седловине.

Изучением гидрогеологии Припятского бассейна в разные годы занимались Г. А. Гатальский, Г. В. Богомолов, А. П. Лавров, П. Г. Альтшулер, А. В. Кудельский, М. А. Рынский, Л. И. Шаповал, Ж. А. Герасимова, В. М. Шиманович и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Припятский прогиб выполнен мощной (до 6,2 км) толщей осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Платформенный чехол залегает на кристаллическом фундаменте архейско-нижнепротерозойского возраста. В строении чехла принимают участие отложения верхнего протерозоя — рифей, венд (общая мощность до 845 м), девона (1850—5100 м), карбона (до 100 м), перми (до 500 м), триаса (до 665 м), юры (до 220 м), мела (до 100—170 м), палеогена (30—100 м), неогена (5—80 м) и антропогена (20—100 м).

Основные черты тектоники Припятского прогиба во многом определяются наличием многочисленных разрывных нарушений, секущих кристаллический фундамент и нижнюю часть осадочного чехла. Лоевский субмеридиональный и Северный краевой разломы — глубинные, остальные — предположительно коровые. Дизъюнктивные нарушения обычно затухают в верхней соленосной толще. Возникновение разрывов в надсолевой части разреза обусловлено чаще всего процессами галокинеза. Малодушинско-Червонослободский и Буйновичско-Наровлянский субрегиональные разломы делят Припятский прогиб на три структурно-тектонические зоны: Северную, Центральную и Южную.

Начаты в 1947 г. поисково-разведочные работы на нефть в 1954 г. увенчались получением притока нефти (16,48 м³/сут) из скв. 2 Ельской площади. Непромышленная залежь нефти выявлена в нижней части верхнефаменской соленосной толщи в интервале 2431—2444 м.

Промышленная нефтеносность Припятского бассейна установлена открытием Речицкого нефтяного месторождения (1964 г.). Последовавшее затем открытие Осташковичского (1965 г.), Тишковского (1966 г.), Давыдовского и Вишанского (1967 г.) и других месторождений поставило Припятский прогиб в ряд нефтегазодобывающих бассейнов страны. В настоящее время на территории бассейна известно свыше 20 месторождений и отдельных залежей в разрезе межсолевых и около 25 месторождений в разрезе подсолевых отложений. Промышленная нефтеносность приурочена к подсолевому терригенному карбо-

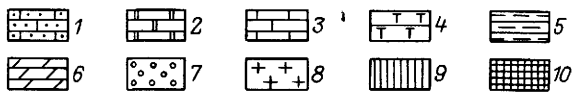
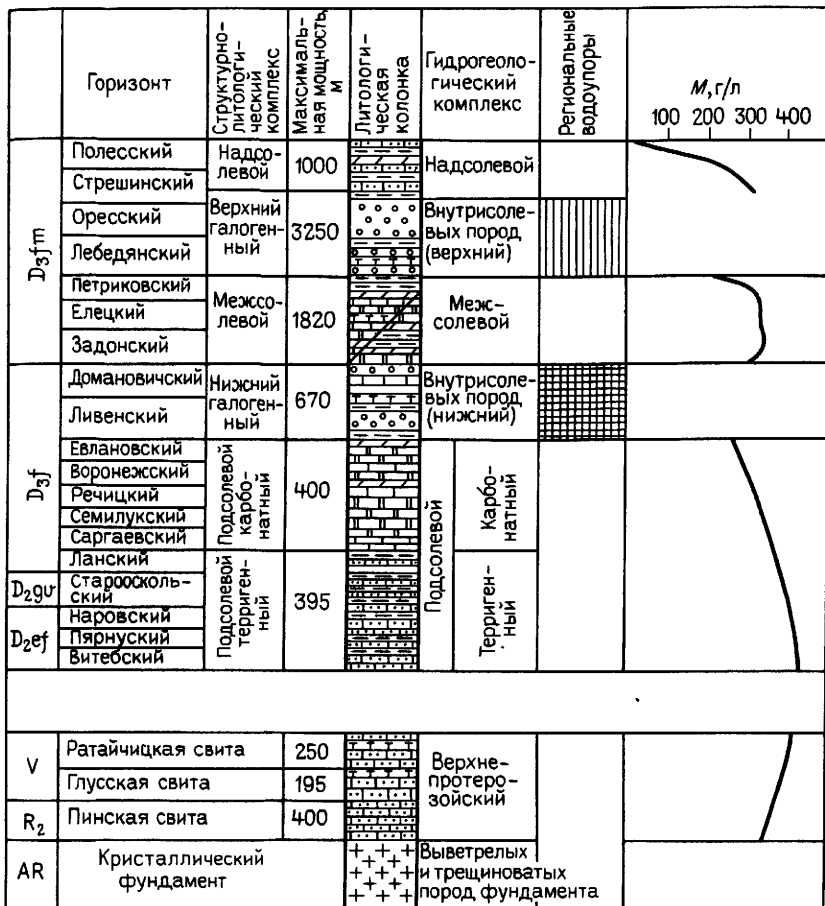


Рис 46. Сводный гидрогеологический разрез девонских и верхнепротерозойских отложений Припятского прогиба.

1 — песчаники, 2 — доломиты, 3 — известняки, 4 — вулканогенные и вулканогенно осадочные породы, 5 — аргиллиты и глины, 6 — мергели, 7 — каменная и калийная соли, 8 — кристаллический фундамент, региональные водоупоры 9 — верхнесолевой, 10 — нижнесолевой

натному межсолевому и верхнесолевому девонским комплексам. Залежи свободного газа в бассейне неизвестны.

В разрезе Припятского бассейна выделяют водоносные горизонты и комплексы: кристаллического фундамента и верхнепротерозойских отложений, подсолевых девонских, межсолевых, внутрисолевых пород верхней соленосной толщи, надсолевых девонских отложений

(рис. 46). С вышележащими отложениями связаны водоносные горизонты и комплексы карбона, перми, триаса, юры, мела, неоген-палеогеновых и антропогенных образований, которые объединяются в три гидрогеологических этажа (табл. 20). В целом характеризуя гидродинамические условия мезозойско-кайнозойских, пермских, каменноугольных и надсолевых верхнедевонских отложений, следует отметить, что наибольшая скорость латерального перемещения подземных вод свойственна верхней надюрской части разреза. В отложениях от

Таблица 20

Схема гидродинамической зональности Припятского бассейна

Гидрогеологический этаж	Возраст пород	Гидродинамическая система	Особенности гидродинамики
Верхний	Антропоген, неоген, палеоген, мел, юра (надбатская)	Грунтовых вод	Горизонты безнапорные
		Квазиартезианская	Перепады давления сложной природы в разрезе рыхлых отложений, гидростатическое давление в разрезе консолидированных трещиноватых горных пород. Интенсивные латеральные и внутри- и трансбассейновые перемещения подземных вод. Питание водоносных горизонтов в основном инфильтрационное
Средний	Юра (подбатская), триас, пермь, карбон, верхний (надсолевой) девон	Квазиэлизионная	Движение подземных вод под воздействием градиентов давлений сложной природы. Примат вертикальных движений с элементами субгоризонтального центробежного перемещения подземных вод
Нижний	Верхний девон (верхняя соль, межсолевая толща, нижняя соль, подсолевой карбонатный комплекс); средний девон (подсолевой терригенный комплекс); осадочные образования верхнего протерозоя; трещиноватая зона кристаллического фундамента	Гидростатически уравновешенная (деградировавшаяся термодинамическая	Отсутствие современных внешних и внутренних (уплотнение и термическое преобразование пород с появлением «возрожденных» вод) областей питания водо- и рассолоносных комплексов и латерального перемещения рассолов. Природа пластового давления преимущественно гидростатическая, до 6% пластовой энергии обязано своим происхождением сокращению объема трещин в объеме литифицированных горных пород под воздействием неотектонических процессов и связанного с ними пластического перемещения соляных масс

юрских до подошвы надсолевых девонских скорость движения вод под воздействием перепадов гидростатического давления несопоставимо мала по сравнению с верхней частью разреза. Для гидрогеологического этажа девонских отложений характерно отсутствие современных внешних и внутренних областей питания. Влияние современных областей инфильтрации пресных вод на состав рассолов девонских отложений выражается в некотором опреснении последних по периферии прогиба.

Гидростатическое давление варьирует от нормального до сверхгидростатического, связанного с литологически изолированными резервуарами в разрезе девонских отложений (Южно-Валавская площадь, скв. 2—68,16 МПа на глубине 3717 м, Борисовская площадь, скв. 5—49,76 МПа на глубине 3458—3534 м). Подсолевой и межсолевой комплексы высоконапорные, величина напоров над кровлей рассолоносных отложений достигает 3000 м, а максимальные пьезометрические уровни рассолов устанавливаются в 1—35 м ниже дневной поверхности. Во многих случаях имеет место самоизлив (площади Давыдовская, скв. 19, Барсуковская, скв. 8, Вишанская, скв. 5 и др). Дебит переливающих скважин варьирует в широких пределах, достигая 165 м³/сут (Вишанская площадь, скв. 5, 2909—2937 м). Дебит рассолоносных объектов меняется от незначительного до 1200—1730 м³/сут при пониженных уровнях рассолов от 17 до 820 м. Удельный расход изменяется от 1,05 до 7,2 (среднее 3,25) (м³/сут)/м для межсолевых отложений и от 0,29 до 1,49 (среднее 0,69) (м³/сут)/м для подсолевых карбонатных.

Современный геотермический режим Припятского бассейна характеризуется относительно низкой температурой и резкими различиями температуры и плотности тепловых потоков на территории северо-восточной части прогиба и его центральных и южных районов (рис. 47). Наибольшая из замеренных в процессе опробования скважин температура (92,7° С) зафиксирована в разрезе Шатилковской площади (скв. 1-Р) на глубине 3326 м. Средняя температура кровли и подошвы межсолевого и подсолевого комплексов оценивается величинами 45,6—51,6° С (среднее для комплекса 48,8° С) и 54,8—57,6° С (56,2° С).

В гидрохимическом разрезе Припятского бассейна пресные воды распространены в 250—300-метровой толще четвертичных, неоген-палеогеновых, меловых и верхнеюрских отложений. Вниз по разрезу минерализация подземных вод возрастает, достигая 453 г/л на глубинах свыше 3000 м (рис. 48). В разрезе верхнесолевых девонских отложений Старобинского месторождения калийных солей известны маломинерализованные воды (10—77 г/л) специфического состава, а также сверхкрепкие рассолы с суммарным содержанием солей до 464—496 г/л. С увеличением минерализации состав рассолов изменяется от хлоридно-натриевого до хлоридно-натриево-кальциевого.

Минерализация рассолов межсолевого комплекса варьирует от 116,3 до 412,4 г/л, подсолевого — от 260,4 до 463,2 г/л. Рассолы с относительно низкой минерализацией обычно тяготеют к окраинным частям прогиба и к высоко поднятым структурным формам в его внут-

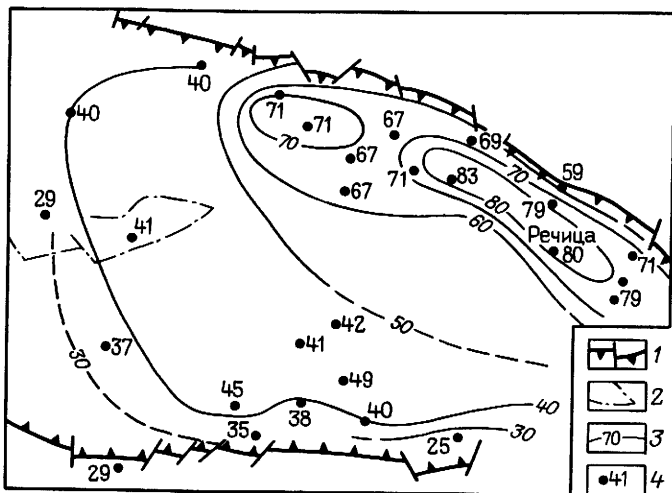


Рис. 47. Схема распределения теплового потока в Припятском прогибе. 1 — краевые разломы, ограничивающие прогиб; 2 — прочие разломы; 3 — изолинии плотности теплового потока (штриховые линии — проведенные предположительно), мВт/м²; 4 — пункты замера и величины плотности теплового потока, мВт/м²

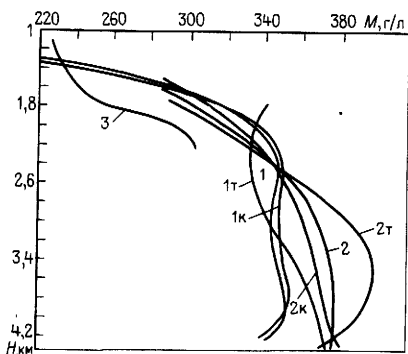


Рис. 48. Зависимость минерализации подземных вод и рассолов M от глубины залегания пород H в разрезе Припятского бассейна.

Изменение минерализации вод: 1 — межсолевого комплекса в целом (1т — терригенного, 1к — карбонатного), 2 — подсолевого комплекса в целом (2т — терригенного, 2к — карбонатного), 3 — в негалогенном разрезе (Боровская площадь, скв. 1, южная тектоническая зона за пределами распространения солевых толщ)

ренных районах (головные части ступеней, брахиантиклинали и пр.).

В рассолорастворенных газовых смесях определены метан, этан, пропан, бутан, пентан, углекислый газ, водород, азот, гелий, аргон и другие компоненты. Наблюдается связь повышенной концентрации УВ, и углекислого газа с рассолами нефтеносных, а азота — с рассолами непродуктивных площадей. Различия рассолорастворенных газовых смесей продуктивных и непродуктивных структур фиксируются и при анализе распределения концентрации индивидуальных нормальных УВ и их изомеров.

Общая газонасыщенность рассолов колеблется от 34 до 540—590 см³/л, возрастая с глубиной. Давление насыщения (5,18—25,49

МПа) всегда ниже пластового давления (p_r/p_p 0,08—0,67). В разрезе нефтеносных структур давление насыщения подошвенных рассолов прямо пропорционально давлению газонасыщения нефти и зависит от расстояния до ВНК.

Подземные воды месторождений

Речицкое нефтяное месторождение расположено в восточной части Речицко-Вишанской зоны приразломных поднятий. Залежи нефти приурочены к задонско-елецко-петриковским (фаменский ярус), воронежским, семилукско-саргаевским ланским (франский ярус) и витебско-пярнуско-наровским (эйфельский ярус) отложениям.

Рассолы верхнепротерозойских и подсолевых девонских отложений имеют минерализацию до 380 г/л, высокое содержание (мг/л) иода (11—98), брома (до 3200—3830), бора (до 80) и аммония (70—325) (табл. 21). В растворенных газах фиксируются УВ (вплоть до пропана), водород, углекислый газ, гелий, аргон и другие компоненты (табл. 22). Температура рассолов 50—70° С.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 540—580 м. При кратковременных откачках с помощью компрессора дебит на устье скважин варьирует от долей кубических метров в сутки до 25—32 м³/сут при понижении уровня рассолов от 400 до 900 м относительно статического. При испытаниях в открытом стволе (скв. 17, 2977—3005 м) дебит рассолов может достигать 300 м³/сут.

Подземные воды межсоловых девонских отложений высокоминерализованные (до 360 г/л), характеризуются повышенным и высоким содержанием (мг/л) иода (до 108), брома (до 2000), бора (до 50) и аммония (до 500). Газовый состав рассолов аналогичен составу рассолов подсолевого девона. Температура рассолов варьирует от 30—35 до 50—60° С в зависимости от глубины залегания

На первых порах освоения месторождения пьезометрические уровни устанавливались на глубинах от 185 до 90 м, некоторые скважины переливали рассолом. Водообильность межсолового продуктивного комплекса при испытании в трубах с помощью компрессора варьирует от 2,5 до 25 м³/сут при динамических уровнях 600—1440 м. При испытаниях в открытом стволе расход рассолов может достигать 150—250 м³/сут.

Осташковичское нефтяное месторождение связано с одноименной структурой, выраженной по кровле верхней соленосной толщи брахиантклинальной складкой субширотного прогибания, осложненной двумя небольшими сводами. Нефть связана с трещинно-кавернозными известняками и доломитами межсоловых задонско-елецко-петриковских и подсолевых семилукско-речицких и воронежских отложений.

Подземные воды верхнепротерозойских и подсолевых девонских отложений — крепкие рассолы с минерализацией 360—370 г/л, с высоким содержанием (мг/л) иода (30—50), брома (2100—3300), бора (до 170) и аммония (300—700) (см. табл. 21). В составе растворен-

Таблица 21

Химический состав подземных вод месторождений Припятского бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³		
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Речицкое месторождение</i>														
PR	3160—3166	239683	115	171	98846	6070	29928	2458	201	He	3404	33	380,93	
D ₃ f	2988—3005	6760,6	2,39	2,8	4932,4	499,3	1301,8	62,9	200	He опр	3540	98	1,286	
		223430	243	116	53080	12154	60075	3153					356,10	
D ₃ f	2975—3005	6302,1	5,06	1,9	2648,7	999,8	2613,1	80,6	323	38	3408	40	1,244	
		212654	128	65	64523	6060	49039	5818					343,21	
D ₂ fm	2917—2925	5999,2	2,66	1,06	3219,7	498,5	2133,1	148,8	70	26	4029	85	1,245	
		230014	136	268	75401	11877	38879	2462					364,59	
D ₂ ef	2886—2933	6487,8	2,83	4,39	3762,5	977,0	1691,1	63,0	94	He	3237	11	1,253	
		222640	259	49	65730	9722	50786						353,46	
D ₂ gv	2746—2770	6280,0	5,39	0,8	3279,9	799,8	2241,9		204	He опр.	80	3828	1,245	
		228960	120	103	70780	13230	37220	2580					362,50	
D ₃ f	2476—2568	6458,1	1,69	1,69	3531,9	1088,4	1619,0	66,0	491	35	1797	63	1,255	
		196672	383	308	35092	4431	76565	3317					320,26	
D ₃ fm	612—650	5547,4	7,97	5,05	1751,1	364,5	3330,4	84,8	7	8	26	7	1,219	
		154666	4868	104	2053	106	100061	81					261,99	
		4362,6	101,35	1,7	102,4	8,7	4352,4	1,07					1,172	
<i>Осташковичское месторождение</i>														
AR — PR	3610—3660	232866	765	49	57114	5468	75800		393	He	2557	49	376,08	
D ₃ f	3488—3538	6568,3	15,93	0,8	2850,0	449,8	3295,8		707	He опр.	3268	31	1,245	
		226152	99	146	65001	7558	49438	10993					366,39	
D ₃ f	8362—3395	6378,9	2,06	2,39	3243,6	621,8	2150,4	281,1	612	55	2133	32	1,252	
		215525	524	506	51141	3277	68650	8833					353,69	
D ₃ fm	2871—2875	6079,2	10,91	8,29	2551,9	269,6	2986,9	225,9	838	36	2642	65	1,246	
		222247	307	127	63989	5190	56262	5179					352,64	
		6268,8	6,39	2,08	3193,1	426,9	2447,2	132,4					1,241	

D ₃ fm	2835—2907	209793	243	731	54137	5485	59123	7759	765	He опр	2379	56	340,49
		5917,5	5,06	11,98	2701,4	451,2	2571,7	198,4					1,231
D ₃ fm	2759—2779	223908	110	228	61013	6606	57453	8234	936	79	2553	59	363,45
		6315,6	2,29	3,74	3044,6	543,4	2499,0	210,6					1,246
C	657—667	45440	912	122	2084	He опр.	29342		22	He опр.	24	1	78,03
		1281,7	18,99	2,0	104,0		1197,8						1,05

Давыдовское месторождение

PR	3474—3488	264757	123	37	96000	10944	41631		152	23	5728	11	424,42
		7467,7	2,56	0,61	4790,4	900,3	1843,5						1,294
PR	3390—3410	270336	16	He обн	109548	10209	15646	13413	223	52	6497	4	436,15
		7625,2	0,33		5466,5	839,8	680,6	343,0					1,312
D ₃ f	34338—3466	244050	290	524	91260	8298	27552	15740	720	He опр.	4535	22	395,59
		6883,8	6,04	8,59	4553,9	682,6	1198,4	402,5					1,278
D ₃ f	3213—3227	241060	172	He обн	83200	8512	45176		598	166	4675	34	386,30
		6799,4	3,58		4151,7	700,2	1976,6						1,267
D ₃ f	3200—3210	224088	173	Следы	79120	15235	48543		1017	56	3330	23	372,34
		6320,7	3,6		3948,1	1253,3	1108,4						1,25
D ₃ f	3051—3105	233604	281	184	74305	6589	44407	13206	593	59	3860	25	380,51
		6589,1	5,85	3,02	3707,8	542,0	1931,6	337,7					1,262
D ₃ fm	3407—3415	211722	270	He обн.	52104	7296	63558		691	He обн	2194	23	377,88
		5971,9	5,62		2600,0	600,2	2766,6						1,267
D ₃ fm	2803—2883	210945	585	351	50544	5265	61876	9325	917	39	1689	38	343,61
		5950,0	12,18	5,75	2522,2	433,1	2691,4	238,5					1,237
D ₃ fm	2699,7—2700,4	208929	316	290	54091	5876	56692	7373	797	57	2288	52	338,84
		5893,1	6,58	4,75	2699,2	483,4	2465,9	188,6					1,234
D ₃ fm	2642—2660	215915	384	144	51828	6875	61667	7999	856	84	2438	33	350,09
		6090,2	7,99	2,36	2686,2	565,6	2682,3	204,6					1,238

Примечание Тип вод хлоридно кальциевый

Таблица 22

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений При

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л			
					H ₂	CO ₂	CH ₄
<i>Речицкое</i>							
D ₃ fm	2975—2984	66,0	382,1	310,0	5,85	He обн.	84,97
D ₂ fm	2917—2925	66,0	364,6	475,0	He обн.	0,46	85,93
D ₃ fm	2423—2438	60,0	330,0	He опр.	13,07	He обн.	67,96
<i>Осташковское</i>							
D ₃ f	3200—3243		He опр.		He обн.	0,7	89,12
D ₃ fm	2835—2855	64,5	372,9	440,0	16,44	He обн.	67,64
D ₃ fm	2759—2779	64,0	353,6	He опр.	6,52	»	74,53
D ₃ fm	2262—2266	53,0	319,1	270,0	2,7	0,32	83,24
<i>Давыдовское</i>							
PR	3502—3512	77,0	452,8	285,0	2,48	0,25	50,93
PR	3490—3500	73,5	332,8	285,6	37,74	He обн.	29,08
D ₃ fm	3158—3175	64,0	372,0	250,0	6,89	»	78,02
D ₃ fm	3070—3100	70,0	353,7	222,0	He обн.		87,89
D ₃ fm	2840—2848	62,0	356,1	450,0	0,62	0,8	62,10

Примечание. Пробы отобраны пробоотборником ПД-3М.

ных газов преобладают УВ (вплоть до пропана), присутствуют водород, гелий, аргон (см. табл. 22). Температура рассолов 60—80° С.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 785 м, дебиты рассолов при откачках с помощью компрессора составляют 25—75 м³/сут, реже до 360 м³/сут, реже до 360 м³/сут.

Рассолы межсоловых девонских отложений высокоминерализованные (до 340—350 г/л), содержат, мг/л: иода 55—70, брома 2150—3010, бора до 105 и аммония 675—935. Газовый состав углеводородный, присутствуют водород, гелий, аргон и др. Температура рассолов на глубинах 2600—3000 м достигает 60° С.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 40—145 м, при кратковременных откачках с помощью компрессора расход рассолов варьирует от 30 до 600 м³/сут при снижении уровня рассолов от 100 до 1700 м. Удельные дебиты при этом меняются от 0,4 до 18 м³/сут.

Резкое падение пластового давления в начальный период эксплуатации обеих залежей свидетельствует о слабой гидродинамической связи с законтурной областью.

Давыдовское нефтяное месторождение расположено в центральной части Речицко-Вишанской зоны приразломных поднятий. Скопления нефти промышленного значения установлены в межсоловых отложениях и в верхней соленосной толще и связаны с трещинно-кавернозными известняками и доломитами.

Рассолы протерозойских и подсолевых девонских отложений имеют минерализацию от 370 до 423 г/л, содержат, мг/л: иода 4—34, брома

пятского бассейна

Объемная доля, %						Общая упругость газа, МПа	$\rho_{гг}$	$\rho_{пл}$, МПа	
C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + в	N ₂ + редкие	He	Ar				
<i>месторождение</i>									
3,86	0,49	0,18	3,90	0,72	0,03	8,23	0,3	32,75	
4,17	1,24	0,43	7,17	0,54	0,06	He опр.	0,46	He опр.	
3,09	0,85	0,04	14,50	0,4	0,09	7,54	He опр.	26,38	
<i>месторождение</i>									
5,41	1,11	0,37	3,17	0,07	0,05		He опр.		
6,02	1,02	0,59	8,19	0,19	0,06	17,69	0,56	31,68	
4,74	0,56	0,04	13,50	0,11			He опр.		
4,08	0,56	0,052	13,34	0,36	0,07	8,62	0,31	27,75	
<i>месторождение</i>									
0,53	0,055	0,041	44,34	1,00	0,37	He опр.	0,49	He опр.	
0,58	0,39	0,52	30,82	0,63	0,24	»	0,36	»	
2,36	0,82	0,07	10,98	0,77	0,09	11,28	0,31	36,88	
3,59	0,85	1,17	6,28	0,21	0,01	8,56	0,25	33,94	
4,40	0,86	Следы	31,22			He опр.	20,15	0,6	33,69

3330—6497, бора до 223 и аммония 152—1017 (см. табл. 21). В составе растворенных газов преобладают УВ (вплоть до пропана), присутствуют водород, гелий, аргон (см. табл. 22). Температура рассолов 65—77° С.

Пьезометрические уровни устанавливаются на разных глубинах (от 600 до 900 м), дебит рассолов при откачках с помощью компрессора от 0,13 до 3,82, реже 32,5 м³/сут при динамических уровнях 990—1450 м.

Рассолы межсолевых девонских отложений высокоминерализованные (337—361 г/л), содержат, мг/л: иода 18—57, брома 1689—3405, бора 39—134 и аммония 576—959. Газовый состав рассолов углеводородный, присутствуют водород, гелий, аргон. Температура рассолов достигает 60—70° С.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 800—900 м, при кратковременных откачках дебит рассолов варьирует от 0,28 до 1,84 м³/сут при уровнях 927—682 м. При испытании скв. 2 (интервал перфорации 2700—2754 м) получен приток рассолов с дебитом 418 м³/сут.

Рассолы, связанные с несолевыми прослоями в верхней соленосной толще, высокоминерализованные (340—365 г/л), с весьма значительной концентрацией (мг/л) иода (33—52), брома (2288—2664), бора (57—113) и аммония (797—975).

II.1.5. ПРИБАЛТИЙСКИЙ БАССЕЙН

Прибалтийский нефтеносный бассейн приурочен к Балтийской синеклизе, на северо-востоке ограничен Балтийским щитом, на юго-

востоке Белорусско-Мазурской антеклизой и на востоке Латвийской седловиной. Площадь бассейна более 150 тыс. км².

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Осадочный чехол бассейна представлен терригенными и карбонатными породами протерозоя — кайнозоя. Мощность чехла в материковой части региона более 2600 м.

Притоки нефти получены в широком диапазоне палеозойского разреза в интервале глубин от 900 до 2800 м, но промышленная нефтеносность связана с отложениями среднего кембрия, начиная с глубин 1900 м. Нефть приурочена к малоамплитудным (амплитуда чаще 20—30 м) структурам площадью 15—20 км². Коллекторами нефти служат песчаники, пористость которых меняется от 0,6 до 30%, проницаемость не превышает $2,4 \cdot 10^{-12}$ м². Притоки углеводородного газа (спонтанный газ) получены в Стонишкяйской скважине. Выходы газа с углеводородным составом из кембрийских отложений зафиксированы на о-ве Эланд в Балтийском море. В настоящее время в Прибалтийском бассейне открыто 20 месторождений нефти. Из них 13 расположены на Калининградском валу, а остальные — главным образом в пределах Гаргждайской структурной зоны. В конце 1984 г. получены притоки нефти в морской части бассейна в нескольких километрах от мыса Таран.

В разрезе осадочного чехла бассейна Е. В. Стадником и Г. А. Юриным (1978 г.) выделены три гидрогеологических этажа: нижний — водоносные комплексы позднего протерозоя — раннего палеозоя (до лудловского яруса включительно), верхний водоупор представлен толщей мергелей и глин силура; средний — отложения от нижнедевонских до юрских включительно, верхним водоупором являются соли, гипсы и ангидриты верхней перми и глинистые породы триасово-нижнеюрской серии; верхний — мезозойско-кайнозойский этаж, представленный в основном терригенными породами.

Воды нижнего гидрогеологического этажа высоконапорные, напоры возрастают от периферии бассейна к его центру (табл. 23).

Таблица 23

Пьезометрические уровни кембро-ордовикского водоносного комплекса (по данным Е. В. Ильиной, 1969 г.; В. Н. Корценштейна, 1976 г.)

Скважина	Интервал опробования, м	Отметка статического уровня, м	Плотность воды, г/см ³	Высота столба, м	Приведенный статический уровень, м	Пластовое давление, МПа
Кулдига, 1-р	992,5—994	10,6	1,077	8,2
Кулдига, 1-р	1110—1116	31,6	1,084	11,2
Даугавпилс	558—536	128	1,072	558	331	Не опр
Стонишкяйская	2012—2112	9	1,114	2062	241	»

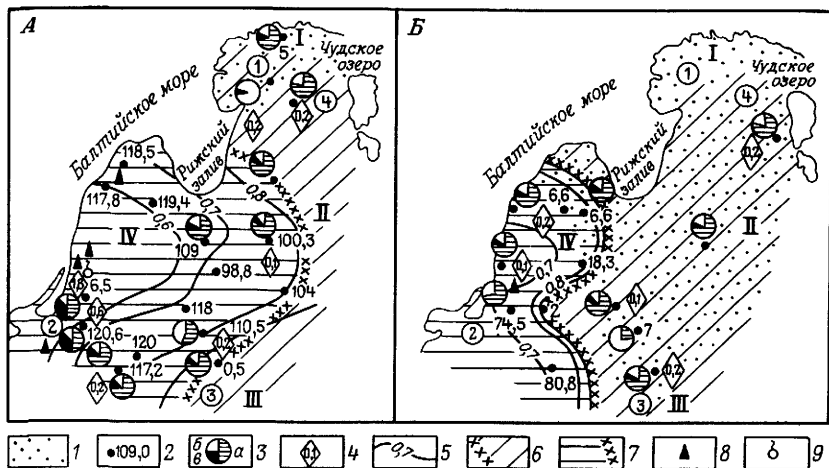


Рис 49 Схемы гидрогеохимической зональности нижней (А) и среднего (Б) гидрогеологических этажей пластовой системы Прибалтийского бассейна и сопредельных территорий (по Е. В. Стаднику, Г. А. Юрину).

I — зоны выходов и отсутствия отложений гидрогеологического этажа, 2 — скважины, в которых проведены гидрогеологические исследования (цифра — минерализация, г/л), 3 — состав водородо-рентных газов а — азот, б — УВ (метан и его гомологи), в — углекислота, 4 — общая упругость газа, МПа, 5 — линии равных значений rNa/rCl , зоны распространения пресных и слабосоленых вод б — преимущественно гидрокарбонатно- и сульфатно натриевого типов, 7 — преимущественно хлоридно кальциевого типа, нефтегазопроявления в скважинах 8 — нефть, 9 — газ. Основные тектонические элементы I — Балтийский щит, II — Латвийская седловина, III — Белорусско Мазурская антеклиз, IV — Балтийская синеклиза, площади (цифры в кружках) 1 — Таллиннская, 2 — Стоницкая, 3 — Вильнюсская, 4 — Тартуская

Минерализация вод изменяется от 5—7 до 165—203 г/л, увеличиваясь к центру Балтийской синеклизы (рис. 49). В подземных водах встречены бром, бор, аммоний (табл. 24).

Температура вод изменяется от 10—15°С на южном склоне Балтийского щита и на северо-западном склоне Белорусско-Мазурской антеклизы до 80—92°С в центральной части Балтийской синеклизы на глубинах 2400—2600 м. Интенсивность теплового потока выше в центральной части Балтийской синеклизы (Гаргждайская антиклиналь) по сравнению с краевыми зонами (Приекульская площадь).

По составу водорастворенные газы углеводородные, азотные и кислые. Воды с газами азотного состава приурочены к верхнему и среднему гидрогеологическим этажам, и только в нижнем гидрогеологическом этаже на глубинах более 1800 м в юго-западной части Балтийской синеклизы (Куршская впадина), по данным В. П. Астафьева (1975 г.), вскрыты воды с газами углеводородного состава. Кислые газы встречены в нижнем (доля диоксида углерода и сероводорода в водах площади Кибартай 57,5%) и среднем (доля кислых компонентов в водах верхнего девона на площадях Крякянава и Жальгирия до 84%) гидрогеологических этажах. Фоновая газонасыщенность вод азотными газами не превышает 30—100 см³/л, углеводородными 150 см³/л;

коэффициент газа насыщенности соответственно менее 0,1 и не более 0,2.

Содержание ВРОВ от 0,45 до 5,6 мг/л. В кембрийских отложениях Гаргждайской площади более высокая концентрация ВРОВ (1,6—1,7 мг/л) отмечена в скважинах, расположенных в контуре нефтеносности (за контуром продуктивности содержание ВРОВ 1,3 мг/л). На Красноборской площади в водах контурной скв. 4 содержание ВРОВ составило 1 мг/л против 0,6 в скв. 6 за контуром нефтеносности. Однако воды пустых структур не отличаются от нефтяных вод, а в некоторых случаях на пустых структурах содержание ВРОВ может быть даже выше.

Подземные воды месторождений

Подземные воды месторождений могут быть охарактеризованы по трем площадям: Кулдигской, Красноборской, Стонишкяйской, расположенным в различных газогеохимических зонах.

Кулдигское нефтяное месторождение приурочено северному борту Балтийской синеклизы, к Лиепая-Кулдигскому валу. Осадочный чехол представлен терригенно-карбонатными породами общей мощностью 1136 м. При опробовании песчаников нижнего кембрия (скв. 1-р, интервал 1110—1116 м) получен приток пластовой воды, а из песчаников среднего кембрия в интервале глубин 992,5—994 м — непромышленный приток нефти с водой. Воды хлоридно-кальциевые с минерализацией от 111 до 140 г/л (табл. 24). Галы приконтурных вод азотного состава, газонасыщенностью вод 31—44 см³/л (табл. 25).

Красноборское нефтяное месторождение открыто в 1968 г. Структура расположена на Калининградском валу. Приток нефти получен в интервале глубин 1932—1942 м из песчаников среднего кембрия. Проницаемость песчаников $140 \cdot 10^{-15}$ м². Пластовое давление 21,6 МПа, температура 86°С. Пластовые воды, подстилающие залежь, хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 178 г/л, водорастворенные газы углеводородного состава. Газонасыщенность вод 430 см³/л. Общая упругость газов 5,4 МПа, p_r/p_v 0,3.

На *Стонишкяйской площади* в интервале 1904—2298 м из отложений кембро-ордовика и силура получены притоки воды, из которой спонтанно выделялся газ. Характер выделения газа, газонасыщенность вод метаном и тяжелыми УВ позволяет считать, что в интервале 2112—2012 м вскрыты воды, по-видимому, ранее контактировавшие с залежью. Воды хлоридно-кальциевого типа, состав водорастворенных газов метановый. Ниже (интервал 2288—2298 м) состав газа меняется на азотный, выше (2041—2012 м) концентрация метана снижается, и в интервале 1904—1932 м газ становится азотным (табл. 25).

В зоне вод с азотными газами в условиях резко сдвинутого фазового равновесия залежи нефти не оказывают влияния на газонасыщенность подземных вод (Кулдигская и Гусевская залежи). Эти залежи длительное время контактируют с водами, содержащими газы азотного состава.

Таблица 24

Химический состав подземных вод месторождений Прибалтийского бассейна
(по материалам ВНИГРИ, треста «Союзбургаз»)

Площадь	Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ, г/см ³	Положение скважины
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
Кулдигская	Є ₂	1110—1160	87000	200	780	12700	2200	38000	He	опр.	260	1,5	140,9	Внутри кон- тура
			2450,7	4,2	12,9	635,4	180,3	1652,2					1,084	
»	Є—О	992,5—994	69000	300	680	9832	2600	29200	»		314	2,7	111,6	То же
			1943,7	6,2	11,3	491,6	200	1269,6					1,077	
Гусевская	Є—О	1500—1700	76800	1030	790	8600	2900	35200	»		324	Следы	125,3	»
			2163,4	21,5	13,0	430	237,7	1530,4					1,083	
Вилькичайская	Є ₂	1992—1998	88100	300	150	19400	2200	31100	63,0	43,6	753	1,5	141,2	Приконтур- ная
			2474,7	6,2	2,6	970	180,3	1352,1					1,105	
Ушаковская	Є ₂	2152—2158	119800	10	160	30000	4600	34900	95,4	102,5	1212	2,5	190,8	Внутри кон- тура
			3374,6	0,4	3,3	1500	377	1513,3					1,138	
Красноборская	Є ₂	1954—1957	112100	10	150	21400	3900	41100	122,4	81,0	799	1,5	178,7	Приконтур- ная
			3157,7	0,21	2,6	1070	319,6	1786,9					1,126	
Ладушкинская	Є ₂	2508—2516	128600	He обн		39900	4900	28800	135,0	140,0	1745	5,6	204,1	»
			3622,5			1935	401,6	1252,1					1,151	
Стонишкяйская	Є—О	2012—2112	103800	80	230	24300	3400	33200	He опр				164,3	»
			2923,3	1,7	3,8	1215	278,4	1443,3					1,114	

Примечания 1 Тип вод — хлоридно кальциевый 2 На Стонишкяйской площади скважина переливает с выделением газа, на остальных площадях — притоки воды с нефтью

Таблица 25

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Прибал (составлена по материалам ВНИГРИ, треста «Союзбургаз»)

Площадь	Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина (м) и способ отбора	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор см ³ /л
Кулдигская	Є ₂	1110—116	1100, ПД-3М	22,0	139,7	44
»	Є ₂	002,5—994	992, ПД-3М	20,0	108,9	31
Гусевская	Є—О	1606—1700	...	55,0	124,6	100*
Вейвирженайская	Є ₂	2088—2099	С устья, КИН-146
Вилькичайская	Є ₂	2007—2024	ПД-3М	86,5	141,5	...
Ладушкинская	Є ₂	2506—2587	С устья, КИН-146	86,0	203,3	200*
Красноборская	Є ₂	1954—1957	ГПВ-4-700	86,0	178,0	430
Стонишкйская	Є	2288—2298	Перелив, газ спонтанный
»	Є—О	2112—2012	То же	...	165,8	330*
»	О ₂₊₃	2041—2012	»	500*
»	О—S	1990—1975	»	...	183,0	...
»	О—S	1904—1932	»

* Газонасыщенность рассчитана автором по формуле В. Н. Корценштейна $V_r = 50/Ag$ (%), по

ва: «мертвая нефть» и «мертвые воды», контактирующие с ней. В зоне вод с газами углеводородного состава по мере приближения к контуру нефтеносности увеличиваются газонасыщенность вод, общая упругость и коэффициент насыщенности вод газами. В этом же направлении растет содержание азота и аргона, доля углекислого газа, наоборот, снижается.

II. 1.6. ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКИЙ БАССЕЙН

Волыно-Подольский нефтегазоносный бассейн, наиболее глубокая часть которого связана с Львовским прогибом, расположен между Украинским щитом и Бильче-Волицкой зоной Предкарпатского прогиба. Площадь бассейна не превышает 15 тыс. км².

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Фундамент Волыно-Подольского бассейна сложен архейскими, нижне- и среднепротерозойскими отложениями. Поверхность фундамента полого погружается от Украинского кристаллического массива к западу и юго-западу, одновременно перекрываясь все более молодыми

тийского бассейна

Объемная доля, %									Общая упругость, МПа	p_1/p_2	Положение скважины
H ₂	CO ₂ +H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂ + +редкие	He	Ar			
4,5	4,1	2,2	0,5	88,7	3,9	0,39	0,6	0,1	Внутри контура
4,4	2,0	0,6	0,5	92,5	He опр.		0,3	0,1	То же
...	12,9	4,4	82,7	3,03	0,51	1,46	He опр.	Приконтурная
...	0,9	65,4	7,0	1,0	0,02	25,7	0,70		He опр.		»
...	0,5	61,8	6,7	5,7	0,4	24,9	0,174	He опр.	6,2	0,3	»
...	4,7	60,3	5,8	2,0	1,6	25,6	0,222	0,243	3,4	0,2	»
...	1,8		84,6			13,6	0,63	0,4	5,4	0,3	»
5,3	19,3		6,8			68,6	He опр.				Приконтурная разрушенная залежь
4,2	1,3	58,0	6,3			30,2	He опр.	0,3	He опр.		»
5,4		55,3	6,3			29,8	1,18	0,10	»		»
6,0	3,2	50,0	8,6			35,3	1,00	0,13	»		То же
6,7	1,6	41,5	6,8			43,6	1,04	0,15	»		»

газонасыщенности рассчитаны общая упругость газа и коэффициент насыщенности вод газами

комплексами осадочных пород. На глубинах 2—2,5 км постепенное погружение фундамента прерывается ступенеобразным опусканием по системе глубинных разломов меридионального и субмеридионального простирания, которыми фундамент расчленяется на отдельные блоки. В наиболее погруженной части прогиба глубина его залегания, по геофизическим данным, достигает 8 км. Львовский палеозойский прогиб представляет собой асимметричную структуру, вытянутую с северо-запада на юго-восток и погребенную под толщей мезозойских образований. В строении Львовского прогиба принимают участие верхнепротерозойские, палеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения.

Территория Воыно-Подолки с давних пор является объектом поисков скоплений УВ. Первые промышленные притоки газа были получены на площади Великие Мосты еще в 1964 г. Последующие поисково-разведочные работы длительное время не давали положительных результатов. Открытие в 1980 г. Локачинского месторождения в восточной части Львовского прогиба подтвердило промышленную газоносность среднедевонских отложений. Промышленные притоки газа получены из верхней части тиверской серии нижнего девона и из отложений среднего девона. На площади Великие Мосты установлено два продуктивных горизонта: песчано-алевролитовые породы нижнепущанской подсвиты эйфельского яруса и карбонатно-терригенные от-

ложения нижней части срутинской свиты живетского яруса. Продуктивные горизонты залегают на глубинах до 2400 м.

Водоносные горизонты верхнего протерозоя представлены отдельными пластами или пачками пластов песчаников и алевролитов мощностью от 5—10 до 50—100 м, залегающими в толще глин и аргиллитов. Пористость песчаников от 1 до 22,2%, чаще 6—14%. Дебиты воды из скважин от 4 до 157 м³/сут. Сравнительно повышенная водообильность песчаников свидетельствует о хороших коллекторских свойствах. Воды верхнего протерозоя высокометаморфизованные (rNa/rCl 0,19—0,49), практически бессолевые, хлоридно-кальциевого типа, минерализация 120—240 г/л. Газонасыщенность пластовых вод низкая — 100—250 см³/л. В водорастворенных газах преобладает азот (от 56 до 96%), сумма углеводородных газов не превышает 38—43%. В скважинах на площадях Горохов, Берестечко и Глиняны водорастворенные газы не обнаружены; на площади Кременец состав газа азотно-метановый, а Перемышляны — метановый.

В кембрийских отложениях водоносны прослои трещиноватых песчаников и алевролитов. Глинистые отложения, залегающие в кровле кембрийских отложений, служат водоупором для кембрийского водоносного комплекса. Водообильность песчаников и алевролитов зависит от степени трещиноватости, которая в целом значительна. Удельные дебиты скважин 0,01—0,044 м³/сут. Статические уровни вод устанавливаются в 80—200 м от устья скважин. Отметки приведенных уровней уменьшаются в направлении от Нововитковской и Балучинской к Бучачской площади. Воды кембрийских отложений хлоридно-кальциевого типа, высокой метаморфизации (rNa/rCl до 0,66) с минерализацией до 220 г/л (рис. 50). В водорастворенных газах доля метана составляет 85,4%, его гомологов 2%. Содержание нелетучих фенолов в водах колеблется в пределах 0,19—5,51 мг/л.

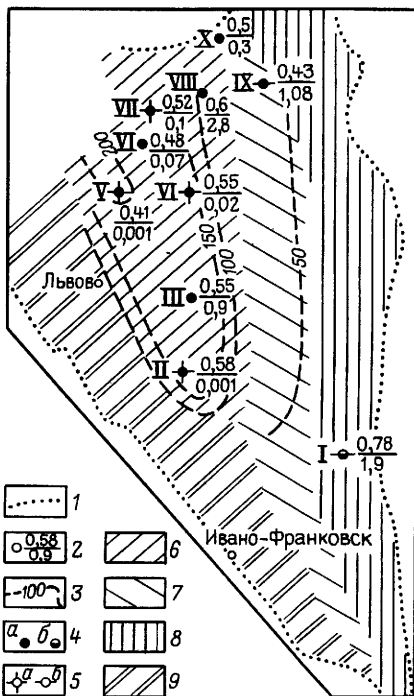
Пластовые воды силурийских отложений хлоридно-кальциевого типа, воды сульфатно-натриевого типа распространены только на западных склонах Украинского щита. Минерализация вод возрастает с глубиной от 70 г/л (площадь Локачи) до 190 г/л (площадь Нестеров). Воды обогащены сульфатами. Коэффициент сульфатности уменьшается от одиночных рифовых построек (1—4,27) в сторону барьерного рифа (не более 0,5). Подобное изменение коэффициента сульфатности объясняется неравномерным воздействием УВ на процессы десульфирования — незначительным в районе одиночной рифовой постройки и весьма большим в зоне барьерного рифа. В первом случае выявлены включения окисленной нефти в породе, во втором — различной толщины пленки нефти на воде или выделение газа на устье скважины.

Среди силурийских отложений наибольший интерес представляют рифогенные отложения, кавернозные известняки и органогенные доломиты, емкостные и фильтрационные свойства которых определяются преимущественно кавернозностью и трещиноватостью, резко изменчивой по площади. Изменение емкостных и фильтрационных свойств по площади определяет разнедебитность даже близко расположенных скважин.

Рис. 50. Схематическая гидрохимическая карта кембрийского водоносного комплекса Волыно-Подольского бассейна.

1 — границы Волыно-Подольского бассейна, 2 — исследованные скважины (в числителе — коэффициент rNa/rCl , в знаменателе — коэффициент сульфатности), 3 — изоминеры, г/л, 4 — типы вод по В. А. Сулину а — хлоридно-кальциевый, б — гидрокарбонатно-натриевый, 5 — состав водорастворенных газов а — метановый, б — метан азотный, районы 6 — перспективные на нефть и газ, 7 — малоперспективные, 8 — бесперспективные, 9 — с невыявленными перспективами нефтегазонасыщенности

Исследованные площади I — Хмелевка, II — Перемшляны, III — Бакучин, IV — Новый Витков, V — Великие Мосты, VI — Соколь, VII — Литовеж, VIII — Загоровская, IX — Воютин, X — Владимирская



Так, дебит воды в скв. 15 на площади Локачи (глубина 1410—1442 м) при самоизливе составил $500 \text{ м}^3/\text{сут}$, а в близко расположенной скв. 17 того же горизонта (глубина 1402—1520 м) всего $0,75\text{—}0,45 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Водорастворенный газ из силурийских отложений имеет углеводородный состав. На площади Локачи (скв. 12) величина отношения $\Sigma \text{ТУ}/\text{СН}_4$ (0,28) соответствует составу попутных газов приконтурных частей нефтяных залежей.

Пластовые воды отложений нижнего девона во Львовском прогибе обладают высокими напорами. Статические уровни фиксируются на глубинах от 100 м (площадь Каменко-Бугская) до 285 м (площадь Коршев). Водоносны песчаники и алевролиты. Водообильность их низкая, дебиты скважин изменяются от 0,4 до $11,5 \text{ м}^3/\text{сут}$. Воды высокометаморфизованные (rNa/rCl 0,6—0,8), хлоридно-кальциевого типа, минерализация 94 г/л, содержание брома 36—164 мг/л, иода 2,5 мг/л. Водорастворенные газы углеводородного состава.

Воды среднедевонских отложений хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 160 г/л, содержат брома 219 мг/л, иода 4,2 мг/л. Водорастворенные газы углеводородные: содержание метана 85—95%, его гомологов — до 2—3%. Газонасыщенность пластовых вод УВ достигает $820 \text{ см}^3/\text{л}$. Коэффициент газонасыщенности изменяется от 0,17 до 0,71. В составе ВРОВО содержание фенолов 0,23 мг/л, перманганатная и иодатная окисляемость — соответственно 123 и 6,8 мг/л.

Водоносные горизонты каменноугольных, юрских, меловых и неогеновых отложений, как правило, обладают высокими напорами и воды имеют пестрый состав. Наибольшее распространение получили воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией, редко превышаю-

Таблица 26

Химический состав подземных вод Локачинского месторождения

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л			М, г/л γ, г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ⁺	Na ⁺	K ⁺	V ³⁺	Br ⁻	I ⁻	
S ₂	1637—1597	49644	175	213	6848	2597	19667	21	10,0	354,0	4,2	79,5
		1400,0	3,6	3,5	341,7	213,6	855,1	1,2				1,055
S ₂	1350—1488	86121	259	91	37355	4722	4239	Не опр.	10,0	93,5	Не опр.	132,9
		2428,7	5,4	1,5	186,1	388,3	184,3					1,112
D ₂	970—995	37577	1490	2574	7174	1483	14698	270	Не опр.	Не опр.	Не опр.	65,3
		1060,0	31,0	42,2	358,0	122,0	639,0	14,9				1,041
D ₂	993—998	39420	29	561	4488	1945	16944	70	Не опр.	219,8	4,2	63,7
		1112,0	0,6	9,2	224	160,0	736,7	3,8				1,046
D ₂	966—946	27119	1200	1739	5311	705	11046	400	Не опр.	Не опр.	Не опр.	47,7
		765	25,0	28,5	265,0	58,0	480,2	22,2				1,027

Примечание Тип вод хлоридно-кальциевый

Таблица 27

Характеристика водорастворенных газов Локачинского месторождения

Возраст пород	Интервал перфорации, мм	Объемная доля, %								
		CO ₂	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂ + редкие	He	Ar
S ₂	1425—1442	1,14	Не опр	92,63	0,12	0,06	0,32	5,43	0,04	0,05
S ₂	1402—1414	0,97	»	92,19	0,54	0,05	0,03	6,21	Не опр.	
D ₁	970—941	0,20	0,26	95,92	0,93	0,05	0,01	2,49	Не опр.	0,12
D ₂	951—959	0,04	Не опр.	95,82	0,42	0,16	Следы	2,90	0,12	Не опр.
D ₂	886—820	1,26	»	94,16	0,92	0,19	0,04	3,30	Не опр	
D ₂	700—900	0,42	»	93,63	0,73	0,14	0,07	4,90	»	

щей 10 г/л. Эти отложения бесперспективны в нефтегазоносном отношении.

Подземные воды Локачинского месторождения

Локачинское газовое месторождение приурочено к восточному борту Львовского палеозойского прогиба. Размеры структуры по кровле среднетрутинской подсвиты среднего девона составляют $3,5 \times 10$ км, амплитуда 30 м. В строении месторождения принимают участие протерозойские, кембрийские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные, верхнемеловые, неогеновые и четвертичные отложения. На месторождении обнаружено семь газовых горизонтов в девонских отложениях, представленных переслаиванием терригенных и карбонатных пород. Газоносность прослежена до глубин 1000 м.

При опробовании силурийских отложений получены притоки воды с пленками нефти или с выделением газа на устье скважин. Коллекторы — кавернозные биогермные известняки и органогенные доломиты. Воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 68—89 г/л, иногда до 132,9 г/л (табл. 26), rNa/rCl изменяется от 0,65 до 0,7. Состав ВРОВ характерен для вод, связанных с залежами УВ: иодатная окисляемость 10 мг/л, в воде содержится, мг/л: азотистых органических соединений 0,298, фенолов летучих до 1,5, нелетучих 1,254, битумных фракций до 0,564. Водорастворенные газы имеют углеводородный состав (табл. 27).

Воды, приуроченные к среднедевонским отложениям, высокометаморфизованные (rNa/rCl 0,6—0,76), низкосульфатные, хлоридно-кальциевого типа, минерализация до 73 г/л. В отложениях тиверской серии нижнего девона выявлены более минерализованные воды (84,5 г/л) с низкой сульфатностью и коэффициентом сульфатности 0,34—1,43. В водорастворенных газах содержание метана 90—95%, его гомологов — 1,5—3%.

II. 2. ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭПИГЕРЦИНСКИХ ПЛАТФОРМ И ТЕРРИТОРИЙ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ЮГА И ЮГО-ЗАПАДА СССР

II.2.1. ПРЕДКАРПАТСКИЙ БАССЕЙН

Предкарпатский нефтегазоносный бассейн, приуроченный к одноименному предгорному прогибу, протягивается неширокой полосой вдоль восточных склонов Западных и Восточных Карпат, располагаясь на территории СССР, Польши и Чехословакии. На востоке граница бассейна проходит по горстovому выступу фундамента вдоль крупного регионального разлома, отделяющего его от Воыно-Подольского бассейна. Площадь советской части бассейна около 15 тыс. км².

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Предкарпатский прогиб состоит из двух тектонических зон: Бильче-Волицкой (Внешней) и Бориславско-Покутской (Внутренней) (рис. 51). Бильче-Волицкая зона сложена слабо дислоцированным комплексом терригенных тортонско-сарматских пород (мощность до 4 км), несогласно залегающих на терригенно-карбонатных образованиях юры и верхнего мела мощностью до 1000 м, Бориславско-Покутская — верхнемеловыми (стрийская свита), палеоценовыми (ямненская и витвицкая свиты), эоценовыми (попельская и менилитовая свиты), олигоценовыми (поляницкая и воротыщенская свиты). Мощность только кайнозойских отложений достигает 7—8 км.

В Бориславско-Покутской зоне нефть, выходящая на дневную поверхность в пределах Предкарпатского прогиба и Карпат, использовалась местными жителями как лекарство и как смазочный материал еще в XVI в. После усовершенствования способа перегонки нефти, а также изобретения лампы для освещения нефтяной промысел начал развиваться более интенсивно. Открытие залежей нефти в олигоценовых отложениях (менилитовой свите), залегающих под надвигом Скибской зоны Карпат, позволило в 1909 г. довести добычу нефти до 1,97 млн. т. Позже были открыты Битковское, Рыпнянское и Долинское нефтяные месторождения. Первая газовая залежь была выявлена на площади Калуш в 1912 г. На площади Дашава газовая залежь открыта в 1920 г. С 1924 г. Дашавское газовое месторождение начало эксплуатироваться, с этого времени добыча газа начала возрастать и в 1944 г. составила 993 млн. м³ в год. После Великой Отечественной войны было открыто 17 месторождений газа. Всего в Предкарпатском бассейне открыто 47 месторождений, в том числе 15 нефтяных, 7 газоконденсатных и 25 газовых и газоконденсатных.

Промышленная нефтегазоносность связана с мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В Бильче-Волицкой зоне прогиба газоносны юрские, верхнемеловые и неогеновые (гельветские, тортонские и сарматские) отложения, в Бориславско-Покутской регионально нефтегазонасны палеогеновые породы. Наибольшее число залежей связано с продуктивным горизонтом менелитовой свиты олигоцена. По особенностям геологического строения и нефтегазоносности в пределах Предкарпатского бассейна выделяют два района — Бориславско-Покутский нефтегазонасный и Бильче-Волицкий газонасный.

В строении **Бильче-Волицкого газонасного района** принимают участие отложения протерозоя (рифей), палеозоя, мезозоя (слагающие фундамент) и несогласно их перекрывающие кайнозойские породы (рис. 52). Глубина фундамента изменяется от 2,7 км на северо-западе зоны до 7 км на юго-востоке.

В пределах Бильче-Волицкой зоны изучены пластовые воды юрских, верхнемеловых, гельвет-тортонских и нижнесарматских отложений.

Юрские породы залегают на размытой поверхности палеозой-

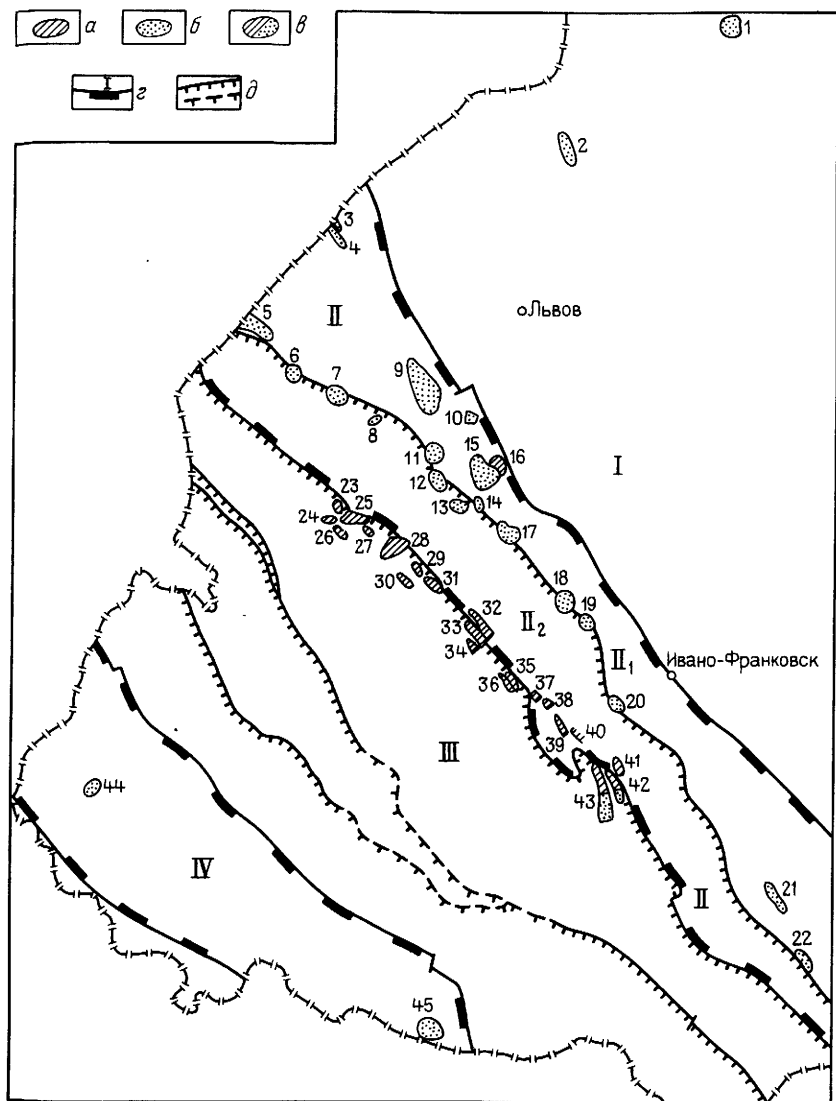


Рис. 51. Обзорная карта нефтегазоносных областей Западной Украины.

Месторождения: *a* — нефтяные, *б* — газовые, *в* — нефтегазовые, *г* — крупнейшие тектонические элементы: 1 — Воляно-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы, II — Предкарпатский прогиб (II₁ — Бильче-Волицкая зона, II₂ — Бориславско-Покутская зона), III — складчатая область Карпат, IV — Закарпатский прогиб; *д* — надвиги и разломы. Месторождения: 1 — Локачинское, 2 — Велико-Мостовское, 3 — Кохановское, 4 — Свидницкое, 5 — Ходновичское, 6 — Садковичское, 7 — Пынянское, 8 — Залужанское, 9 — Рудковское, 10 — Малогорожанское, 11 — Северо-Медвиничское, 12 — Опарское, 13 — Кавское, 14 — Угерское, 15 — Бильче-Волицкое, 16 — Держвовское, 17 — Дашавское, 18 — Кадобнянское, 19 — Калушское, 20 — Грыновское, 21 — Богородчанское, 22 — Ковсовское, 23 — Ковалевско-Черешенское, 24 — Попельское, 25 — Бориславское, 26 — Сходницкое, 27 — Ивановское, 28 — Оров-Уличнянское, 29 — Стынявское, 30 — Заводское, 31 — Северо-Долинское, 32 — Долинское, 33 — Витвицкое, 34 — Струтинское, 35 — Спасское, 36 — Ольховское, 37 — Рыпнянское, 38 — Небыловское, 39 — Майданское, 40 — Пивское, 41 — Космачское, 42 — Гвиздецкое, 43 — Битков-Бабченское, 44 — Русско-Комаровское, 45 — Солотвинское

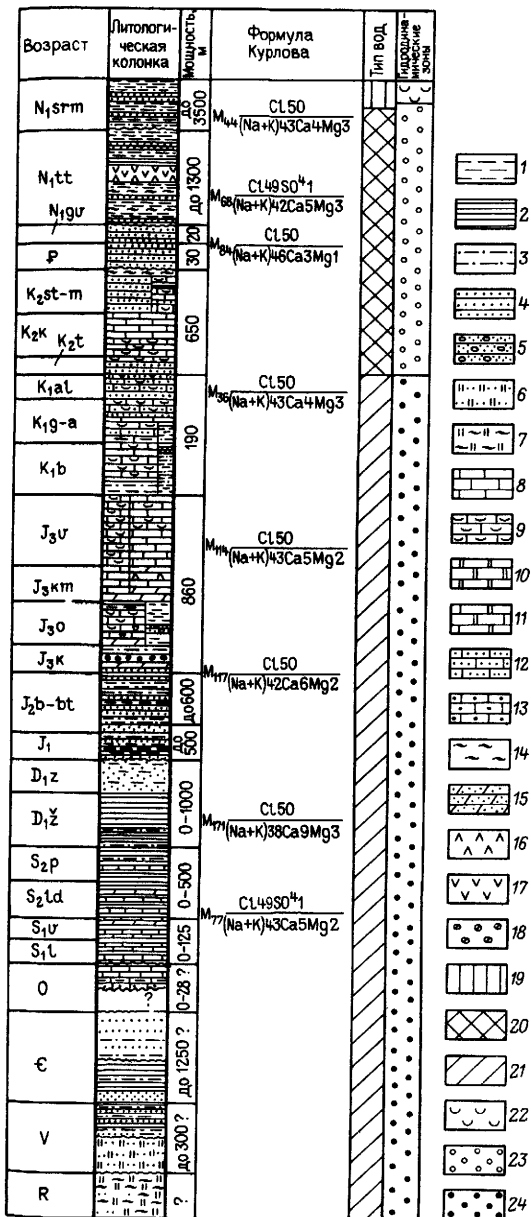


Рис. 52. Гидрохимический разрез Бильче-Волицкого газозонного района Предкарпатского бассейна.

1 — глины; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — кварциты; 7 — метаморфические сланцы; 8 — известняки, 9 — известняки органогенные (ракушняки); 10 — доломиты; 11 — доломитизированные известняки; 12 — известняки песчанистые; 13 — известняки-брекчия; 14 — сланцы; 15 — песчанистые мергели; 16 — ангидриты; 17 — гипсы; 18 — гравелиты; типы вод: 19 — сульфатно-натриевый, 20 — гидрокарбонатно-натриевый, 21 — хлоридно-кальциевый; гидродинамические зоны водообмена: 22 — интенсивного, 23 — затрудненного, 24 — весьма затрудненного

ских образований. В нижней части разреза они представлены преимущественно терригенными, а в верхней — карбонатными отложениями, к которым приурочены залежи УВ. Воды юрских отложений хлоридно-кальциевого типа. В северо-западной части Бильче-Волицкой зоны минерализация их меняется от 100 до 170 г/л. К юго-востоку от площади Кадобно минерализация вод, как и степень метаморфизации, уменьшается (до 22—45 г/л на площадях Каменка, Коршев, Краснотильск). Содержание иода в пластовых водах 20—30 мг/л, брома 200—400 мг/л. Характеристика ВРОВ, мг/л: перманганатная окисляемость 3—86, иодатная 24, содержание летучих фенолов 0,588, нелетучих нет, органического азота 0,568. Водорастворенные газы имеют углеводородный состав.

В породах верхнего мела водовмещающими являются трещиноватые мергели, известняки и песчаники сенона и кампана. К отложениям верхнего мела приурочены воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 60 до 135 г/л, с низким содержанием сульфатов (1%-экв) и повышенной концентрацией иода (> 10 мг/л).

Гельвет-тортонские водоносные отложения гидравлически связаны с подстилающими мезозойскими породами. На Угерской, Бильче-Волицкой, Рудковской, Грушевской, Летнянской и других площадях в гельвет-тортонских — мезозойских образованиях содержатся единые массивные газовые залежи. Воды, приуроченные к породам гельвета, хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 15 до 150 г/л. Отложения нижнего тортона характеризуются изменчивостью литологического состава как по разрезу, так и по площади и плохими коллекторскими свойствами. В них на Угерской и Бильче-Волицкой площадях выявлены небольшие газовые скопления. Верхнетортонские породы в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны имеют незначительную мощность (20—100 м), в юго-восточной части зоны мощность их возрастает до 800 м. Водовмещающими являются горизонты песчаников и алевролитов, залегающих в толще глин. В верхнетортонских отложениях в основном развиты воды хлоридно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов. Минерализация вод увеличивается с глубиной от 20 до 100 г/л. Более минерализованные воды вскрыты в отложениях, залегающих под Стебникским надвигом. Газонасыщенность вод, связанных с газовыми залежами, достигает $1200 \text{ см}^3/\text{л}$. Коэффициент газонасыщенности изменяется от 0,3 до 0,77.

В отложениях нижнего сармата газоносны песчаники и алевролиты, залегающие в толще глин, невыдержанные по мощности, по простиранию они часто замещаются глинами. Воды гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-кальциевого типов, минерализация от 10 до 50 г/л. В породах нижнего сармата под Стебникским надвигом минерализация вод достигает 100—113 г/л, содержание иода составляет 5—40 мг/л, брома 50—150 мг/л, бора (B_2O_3) 6—10 мг/л. В ВРОВ содержание фенолов 0,51 мг/л, иодатная окисляемость 84,7—86,11 мг/л. Содержание органического азота изменяется в пределах от 0,13 до 2,24 мг/л.

Газонасыщенность пластовых вод нижнесарматских отложений в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны высокая, на площади Залужаны она изменяется от 1100 до 2000 см³/л (коэффициент газонасыщенности 0,32—0,58). Водорастворенные газы содержат до 96% УВ.

В Бориславско-Покутском нефтегазоносном районе развиты линейные складки северо-западного простирания часто с подвернутыми или редуцированными северо-восточными и пологими юго-западными крыльями. Складки обычно сорваны с основания, надвинуты одна на другую в несколько этажей и разбиты поперечными разрывами на блоки, смещенные один относительно другого как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Эти геоструктурные особенности Бориславско-Покутской зоны обуславливают образование изолированных гидрогеологических систем в отдельных блоках.

Пластовые воды вскрыты скважинами в отложениях верхнего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена.

Водообильность отложений верхнего мела (стрийская свита) низкая. Дебиты скважин при переливах не превышают 1,4—3,9 м³/сут. Пластовые воды высокометаморфизованные (rNa/rCl 0,75—0,86), слабосульфатные (коэффициент сульфатности 0,02—0,04), хлоридно-кальциевого типа, с минерализацией 199—258 г/л.

Палеоцен (ямненская свита) представлен массивными песчаниками. Распространены они не повсеместно, в северных складках Буковинских Карпат и в междуречье рек Быстрица Надворнянская и Чечва замещаются пестроцветными отложениями. Водовмещающие породы — пористые и трещиноватые песчаники в толще массивных песчаников. Воды — хлоридно-натриевого типа, минерализация 280—312 г/л.

Минерализация и метаморфизация вод, приуроченных к эоценовым и олигоценным отложениям, изменяется с глубиной и с северо-запада на юго-восток. В пределах Бориславской и Долинской площадей минерализация вод колеблется от 200 до 300 г/л. В юго-восточном направлении от Долинской площади она уменьшается (на площади Оболоня 64—75 г/л), затем резко возрастает и на площади Струтын достигает 145 г/л. Еще более минерализованные воды вскрыты на площадях Спас (170 г/л) и Рассольна (238 г/л). Пластовые воды олигоценных отложений хлоридно-кальциевого типа и только в пределах Северо-Оболоньской складки они гидрокарбонатно-натриевые. Кальций значительно преобладает над магнием, сульфаты и гидрокарбонаты составляют сотые доли процент-эквивалента. Содержание брома достигает 600—700 мг/л, иода 20—80 мг/л. Газонасыщенность пластовых вод увеличивается при приближении к залежам. Вблизи залежи давление насыщения близко к пластовому, вдали от залежи — ниже пластового. В составе водорастворенных газов преобладает метан (89—95%), содержание гомологов метана колеблется от 2—3 до 11%.

В отложениях миоцена водоносны пропластки песчаников в толще глинистых сланцев (поляницкая свита) или маломощные лин-

зообразные прослойки песчаников в толще глин (воротыщенская свита) Водообильность их низкая, дебиты скважин обычно не превышают 1 м³/сут за исключением площади Дзвиняч, где дебиты скважин из отложений поляницкой свиты достигают при переливе 200 м³/сут. Пластовые воды этой свиты хлоридно-кальциевые, минерализация 150—250 г/л. Наличие в воротыщенских отложениях жил, гнезд и вкраплений хлористого натрия обуславливает высокую минерализацию (до 327 г/л) даже неглубоко залегающих от поверхности подземных вод с высокими значениями хлор-бромного коэффициента, повышенным содержанием магния, сульфатов и гидрокарбонатов. В долинах рек и балок из отложений этой свиты вытекает много источников, используемых для выварки солей и в лечебных целях. Рассолы добывают в городах Болехов, Долин и Делятин.

Подземные воды месторождений

Бориславское нефтяное месторождение расположено в Бориславо-Покутской зоне Предкарпатского прогиба и Скибовой зоне Карпат.

В строении Бориславского месторождения участвуют верхнемеловые (стрийская свита), палеоценовые (ямненская свита), эоценовые (витицкая и попельская свиты), олигоценые (менилитовая свита) и миоценовые (поляницкая и воротыщенская свиты). Все свиты содержат нефтяные залежи.

Долгое время Бориславское месторождение считалось одним из крупнейших в Европе. Первостепенное значение здесь до 1855 г. имела добыча озокерита. В 1893 г. на месторождении начато бурение. Максимум добычи нефти (1920,5 тыс. т) достигла в 1909 г. Бессистемность разбуривания и хищническая эксплуатация месторождения привели к катастрофическому падению добычи. Плановая разработка месторождения началась в 1945 г. Число скважин к 1950 г. возросло до 1600.

Воды, приуроченные к палеоценовым, эоценовым и олигоценым (менилитовой свите) отложениям, сходны по химическому составу, хлоридно-кальциевого типа, высокометаморфизованные ($r_{Na/rCl}$ 0,70—0,81), с минерализацией 200—320 г/л. Содержание сульфатов и гидрокарбонатов составляет сотые доли процент-эквивалента (табл. 28). Воды поляницкой свиты от вод палеоценовых и эоценовых отложений отличаются повышенным содержанием сульфатов.

Залужанское газоконденсатное месторождение расположено в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны. В 1966 г. сейсморазведочными работами выявлено Залужанское поднятие по нижнесарматским отложениям и гипсоангидритовому горизонту. Промышленная газоносность нижнесарматских отложений установлена глубоким бурением в 1968 г. В последующие годы промышленные залежи газа вскрыты в отложениях горизонтов ВД-13, НД-5, НД-7, НД-8, НД-9, НД-10, НД-11, НД-12, НД-13 и НД-15, залегающих на глубинах 1081—3800 м.

Таблица 28

Химический состав подземных вод Бориславского месторождения

Возраст пород	Глубина отбора, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л		M, г/л γ, г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Br	I ⁻	
P ₁	1421	209566,0	242,72	183,0	178466,0	5045,0	110679,6	He	опр.	343,46
		5907,6	5,05	3,0	890,4	414,9	4611,6			1,1965
P ₁	1392	188150,0	156,3	122,0	7458,6	1869,5	114897,4	»		312,73
		5306,4	3,2	2,0	372,1	153,7	4787,4			1,2049
P ₂	1661,8	156200,0	777,5	91,5	7859,6	2271,4	92256,7	»		259,66
		4405,3	16,2	1,5	392,2	186,3	3844,0			1,1592
P ₂	1601	185794,7	764,8	42,7	23243,5	2113,0	94491,1	959,1	0,65	307,44
		5240,0	15,9	0,7	1159,8	173,8	3937,1			1,2069
P ₂	1439	173722,7	491,1	18,3	22137,0	1955,1	87755,3	836,1	1,1	286,9
		4898,9	10,23	0,3	1104,6	160,8	3656,5			1,2022
P _{3mnl}	2370	156200,0	246,8	170,8	18236,4	2358,7	79560,2	375,2	13,5	258,16
		4405,3	5,1	2,8	909,9	193,9	3315,0			1,1718
N _{1pl}	1001	14077,1	506,0	171,0	14713,0	4521,0	69210,2	460,0	20,0	230,39
		3970,3	10,5	2,9	735,2	371,8	2883,8			1,1681

Примечания 1 P_{3mnl} — менилитовая свита N_{1pl} — поляницкая свита 2 Тип вод хлоридно кальциевый 3 Аммоний и бор не определялись

Таблица 29

**Химический состав подземных вод нижнесарматских отложений
Залужанского месторождения**

Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	Тип вод
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
2282—2274	<u>6470</u> 182	<u>256</u> 5,3	<u>1715</u> 115	<u>589</u> 29,4	<u>98</u> 8,1	<u>6111</u> 265,7	6470,0	140,0	33,4	34,9	<u>20,61</u> 1,008	ГКН
2340—2319	<u>28395</u> 799,4	<u>348</u> 7,26	<u>1525</u> 25	<u>2,139</u> 106,76	<u>595</u> 49,9	<u>15376</u> 668,7	150,0	60,0	80,0	17,0	<u>48,37</u> 1,034	ХК
2560—2538	<u>7346</u> 207,1	<u>63</u> 1,3	<u>4286</u> 70,2	<u>295</u> 14,7	<u>55</u> 4,5	<u>5905</u> 256,7	60,0	40,0	38,4	12,2	<u>18,06</u> 1,013	ГКН
1792—1782	<u>13557</u> 382,4	<u>73</u> 1,5	<u>3075</u> 50,4	<u>490</u> 24,5	<u>12</u> 1,04	<u>9328</u> 406,7	80,0	60,0	88,0	38,0	<u>27,0</u> 1,015	»
1760—1740	<u>38214</u> 1077,8	<u>187</u> 3,9	<u>2465</u> 40,4	<u>2609</u> 130,2	<u>886</u> 72,2	<u>2103</u> 914,8	110,0	60,0	126,0	40,0	<u>66,0</u> 1,045	ХК
1990—1969	<u>40,578</u> 1144,4	<u>339</u> 9,1	<u>129</u> 21,2	<u>2650</u> 132,3	<u>924</u> 76	<u>22068</u> 959,9	110,0	40,0	104,2	40,0	<u>68,0</u> 1,046	»
2148—2114	<u>19162</u> 540,4	<u>108</u> 2,2	<u>1128</u> 18,5	<u>64</u> 32,1	<u>152</u> 12,4	<u>11828</u> 514,5	60,0	77,0	85,5	8,5	<u>32,6</u> 1,020	ГКН

В строении месторождения принимают участие гельветские, тортонские и нижнесарматские отложения, залегающие на рифейских метаморфических породах.

На площади Залужаны в отложениях нижнего сармата выделяют нижне- и верхнедашавскую подсвиты. Нижнедашавская подсвита сложена глинами с прослоями песчанистых глин, алевролитов и песчаников. Мощность горизонтов песчаников и алевролитов и их количество возрастают к юго-западу по направлению к Бориславско-Покутской зоне прогиба, к северо-востоку песчанистые пласты выклиниваются. Отложения верхнедашавской подсвиты представлены глинами с прослойками алевролитов и песчаников.

В толще нижнесарматских отложений водоносны песчано-алевритовые горизонты. Водообильность их на различных участках площади не одинакова. Дебиты скважин меняются от 0,2 до 124,8 м³/сут при значительном понижении уровня. Абсолютные отметки приведенных статистических уровней (пересчитанных на пресную воду) колеблются от 159 до 257 м, что свидетельствует о разобщенности водоносных горизонтов.

В нижнесарматском водоносном комплексе выделяют две гидрохимические зоны. Первая охватывает отложения верхнедашавской подсвиты, залегающие под надвигом стебниковских соленосных отложений, с водами хлоридно-кальциевого типа, минерализация до 68 г/л (табл. 29). Вторая гидрохимическая зона отмечается в отложениях нижнедашавской подсвиты. В этой зоне распространены менее минерализованные (8—20 г/л) воды, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа.

Доля метана в водорастворенных газах 96—97%, его гомологов 2%. Газонасыщенность колеблется от 1100 до 1900 см³/л. Пластовое давление несколько меньше условного гидростатического на глубинах до 1500—1700 м ($p_{пл}/p_{у гидр}$ 0,89—0,98). На более значительных глубинах пластовое давление превышает условное гидростатическое.

II. 2.2. ЗАКАРПАТСКИЙ СУББАСЕЙН

Закарпатский газоносный суббассейн площадью около 5 тыс. км² — крайняя восточная часть нефтегазоносного бассейна обширного внутрискладчатого Панонского (см. рис. 51). В зарубежной части этого бассейна (в Югославии, Венгрии) известно более 70 нефтяных и газовых месторождений. Нефтеносны известняки триаса и верхнего мела, флишевые толщи мела — палеогена, песчаные горизонты миоцена и плиоцена.

В геоструктурном отношении в Закарпатском прогибе выделяют Мукачевскую и Солотвинскую впадины, разделенные Выгорлат-Гутинской вулканической грядой. В строении прогиба принимает участие молассовая толща терригенных, вулканогенных и хемогенных отложений миоцена, залегающая на гетерогенном складчатом фундаменте, сложенном породами от палеогена до палеозоя.

О водоносности домезозойских отложений можно судить по источникам: в долинах рек Шепурка и Уголька около г. Рахова известны

пресные источники с дебитом 8,64—86,4 м³/сут. При бурении поисково-разведочных скважин на площади Сокирница из юрских глинисто-карбонатных отложений отмечались обильные водопроявления. Дебиты скважин при самоизливе достигают 172 м³/сут. Воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 110—140 г/л содержат иода до 20 и брома до 250 мг/л

В составе водорастворенных газов верхнемеловых отложений в центральной приосевой части прогиба (площади Иршава, Сокирница, Теревля) содержание метана составляет 80—96%, гомологов метана — до 15%. Газонасыщенность вод изменяется от 700 до 2700 см³/л

Водорастворенные газы палеогеновых отложений на Теревлянской и Солотвинской площадях также метанового состава. На площади Солотвино из палеогеновых отложений получен приток газа с дебитом 82 тыс. м³/сут. Газонасыщенность пластовых вод высокая (2600 м³/л). В водорастворенных газах тортонских отложений на площадях Макарьево, Залуж, Нанково содержится 75—96% метана и 0,4—0,9% его гомологов. Газонасыщенность 1100 см³/л

При ведении структурно-поискового бурения на Залужской, Макарьевской, Иршавской и других площадях в ряде скважин были отмечены газопроявления из палеоген-неогеновых отложений. Спонтанные газы имеют углеводородный состав (метана в среднем 88%, его гомологов — 0,8—3%). В ряде случаев газопроявления наблюдались при проходке и эксплуатации соляных шахт Солотвинского солерудника. Нередко количество метана в газе достигало 50—60%.

При испытаниях сарматских отложений, водоносных в основном в Мукачевской впадине, в скв. 2 Макарьевской площади получен приток газа с дебитом 30 тыс. м³/сут. Водорастворенные газы углеводородного состава (метана 70—96%, его гомологов — 1—3%). Газонасыщенность вод обычно не превышает 700 см³/л, $p_{г}/p_{в}$ 0,6—0,8.

В вертикальном разрезе Закарпатского прогиба выделяют три гидрохимические зоны.

Первая гидрохимическая зона охватывает отложения неогена (гельвет, тортон, сармат). В центре Мукачевской впадины минимальная мощность этой зоны (до 100 м) прослежена в районах развития антиклинальных структур (Залужанской, Макарьевской, Доробратовской), своды которых сложены глубоководными глинистыми фациями сармата. В северо-западной и юго-восточной частях впадины (площади Чоп, Ужгород, Великая Добронь) мощность зоны увеличивается до 500—600 м, в южной части бассейна она охватывает трещиновато-эффузивные породы сармата — тортона и частично гельвета, слагающие территорию Береговского и Косино-Запсоньского холмогорий.

В Солотвинской впадине, где миоценовые образования помимо дизъюнктивных нарушений осложнены явлениями соляного диапризма, мощность первой гидрохимической зоны в центральной части составляет 200—300 м, на юго-западе и юго-востоке увеличивается до 500—600 м, охватывая в основном отложения верхнего тортона. В северо-восточной прибортовой части впадины к этой зоне отнесена вся толща

гельвет-тортонских отложений. В этой зоне распространены пресные и слабоминерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого, реже сульфатно-натриевого типа с минерализацией до 10 г/л. На участках, приближенных к соляным куполам (Данилово, Теремля, Солотвино), у поверхности установлены воды выщелачивания с минерализацией 300 г/л.

Вторая гидрохимическая зона в центре Мукачевской впадины (площадь Залуж) развита в отложениях нижнего сармата, а на юго-востоке (район Берегово) — в отложениях сармат-тортона и частично гельвета. В юго-западной части Закарпатского прогиба (районы Чопа, Ужгорода) вторая гидрохимическая зона имеет наибольшую мощность, охватывая отложения сармата — тортона и частично палеозоя. В Мукачевской впадине в зоне затрудненного водообмена (Залужанская структура) распространены воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 50 г/л. В пределах юго-западного и северо-западного бортов прогиба в районах Чопа, Великой Доброни, Ужгорода до глубин 1500—2000 м развиты соленые воды с минерализацией в основном до 50 г/л.

Третья гидрохимическая зона весьма затрудненного водообмена охватывает наиболее значительные по мощности отложения Закарпатского прогиба. Она прослежена в основном в центральной приосевой части прогиба, в образованиях сарматского, тортонского комплексов Мукачевской впадины, а также в отложениях подсолевого комплекса от гельветских отложений до пород фундамента включительно как в Мукачевской, так и в Солотвинской впадинах. В этой зоне повсеместно развиты воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 100 до 290 г/л. Воды содержат значительное количество иода (до 50 мг/л), аммония (от 100 до 300 мг/л) и брома (150—780 мг/л).

II.2.3. ПРИЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКИЙ БАССЕЙН

Причерноморско-Крымский нефтегазоносный бассейн площадью около 800 тыс. км² расположен между Украинским кристаллическим массивом и Крымским мегантиклинорием. На востоке бассейн ограничен Приазовским, а на западе — Нижнеднепровским выступами кристаллического фундамента.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В строении Причерноморско-Крымского бассейна принимают участие породы от верхнепротерозойских до четвертичных. В западной части бассейна (с докембрийским фундаментом) развиты отложения венда, палеозоя, триаса и юры мощностью до 5—6 км и маломощной толщей более молодых образований, в восточной части (с палеозойским фундаментом) — преимущественно карбонатно-терригенные породы мела, палеогена и неогена мощностью 6—7 км, а иногда и более.

Границу между этими зонами проводят по Одесскому глубинному разлому.

В пределах бассейна выделяют несколько продольных тектонических зон. Северное крыло бассейна образует Северо-Черноморскую моноклираль. Наиболее погруженная осевая зона бассейна образована системой глубоких впадин грабенообразного типа: Предобруджинская, Крыловская, Каркинитская и Сивашская. Южное крыло бассейна на западе представляет собой систему ступенчато поднимающихся блоков фундамента, на востоке в его пределах выделен ряд впадин и поднятий, в центре строение изучено недостаточно [35].

Интенсивные поисково-разведочные работы на нефть и газ в Крыму начались после Великой Отечественной войны. В результате в 1959 г. было открыто первое газовое месторождение — Оленевское (палеоцен), а в 1961 г. — Октябрьское нефтяное месторождение (мел). В последние годы интенсивные геологоразведочные работы проводят на шельфах Черного и Азовского морей, подтверждена их перспективность открытием месторождений: Стрелковского в Азовском море, Голицинского и Татьяновского в Черном море. В западной части бассейна получены непромышленные притоки нефти из девонских карбонатных отложений на Саратовской (дебит $2,5 \text{ м}^3/\text{сут}$) и Белолесской ($1,1 \text{ м}^3/\text{сут}$) структурах.

В западном Причерноморье в девонских и каменноугольных отложениях пластовые воды приурочены к трещиноватым и кавернозным известнякам и доломитам. Воды в основном хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 180 г/л. Воды пермско-триасовых и юрских отложений того же типа с минерализацией соответственно 60—80 и 30—65 г/л. В процессе бурения в среднеюрских отложениях отмечались газопроявления.

В Равнинном Крыму выделены юрский, ниже- и верхнемеловой, дат-палеоценовый, эоценовый, майкопский и надмайкопский водоносные комплексы. Наличие майкопских, нижнеэоценовых и апт-альбских водоупорных отложений предопределяет гидрохимическую и гидродинамическую зональность.

Породы *юрского водоносного комплекса* обладают плохими коллекторскими свойствами: пористость песчаников, залегающих в толще глинистых сланцев, меняется от 1,2 до 6,3%, проницаемость — $1 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$. В предгорьях Крыма, где юрские отложения обнажаются или залегают на небольших глубинах, в них встречены пресные или слабоминерализованные воды гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевого типов. С увеличением глубины залегания минерализация и метаморфизация вод возрастают, тип вод меняется на хлоридно-кальциевый. В среднем минерализация вод составляет 20—40 г/л. Наиболее минерализованные воды (81 г/л) вскрыты на Крыловской площади. Водорастворенные газы юрских отложений на Генической и Нижегородской площадях и в пределах Предгорного Крыма имеют азотный состав, на Гончаровской и Планерской площадях — углеводородный (содержание УВ соответственно 87 и 92%).

В разрезе *нижнемелового водоносного комплекса* Равнинного Крыма преобладают глинистые породы. Маломощные водоносные горизонты выявлены в неокомских, аптских, альбских отложениях. Дебиты скважин, установленные по восстановлению уровней, варьируют от 0,34 до 0,53 м³/сут. На Новоселковской площади дебит воды из скважин составил 1130 м³/сут. Минерализация вод комплекса в предгорьях Крыма не превышает 1 г/л, по мере погружения отложений она возрастает. Изменяется и тип вод — от сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого (район Евпатории) до хлоридно-кальциевого (Тарханкутский полуостров). В пределах Евпаторийской площади минерализация вод уже достигает 10 г/л, на Тарханкутском полуострове — 20 г/л, в Присивашской впадине превышает 30 г/л (рис. 53).

Водорастворенные газы неокомских отложений на Елизаветинско-Тарасовской площади содержат до 53% метана, газонасыщенность вод 327 см³/л, p_r/p_v 0,15. Высокой газонасыщенностью обладают воды неокома на Березовской площади (1844 см³/л), в газах содержится 88% метана и 4,33% его гомологов. В водорастворенных газах альбских отложений преобладает метан (60—80%), газонасыщенность вод изменяется в пределах 1886—2517 см³/л. С ростом гидрогеологической закрытости с севера на юг содержание УВ в газе возрастает: на Строгановской площади 18,5%, Геничской 44,5%, Балашовской 66%. Увеличивается также газонасыщенность вод от 300 до 1072 см³/л. Доля гомологов метана в рассматриваемых газах достигает 12,5% (площадь Джанкой). На Тарханкутском полуострове и в Индольском прогибе в газах содержится от 80 до 90% метана, 9—16% его гомологов; газонасыщенность вод высокая ($p_r/p_v > 0,5$).

В *верхнемеловом водоносном комплексе* водовмещающими являются трещиноватые известняки и мергели. Открытая пористость известняков 0,6—9,7%, мергелей 0,3—11,5%, проницаемость $1 \cdot 10^{-16}$ м². Водобильность их низкая (0,6—30 м³/сут) и зависит от степени трещиноватости. В предгорьях Крыма водоносны трещиноватые песчаники и мергели. Минерализация вод увеличивается от обрамления бассейна (от южных склонов Украинского щита и северных предгорий Крыма) к его внутренним частям. На большей части Равнинного Крыма минерализация вод в среднем составляет 20—27 г/л. Наиболее высокоминерализованные воды (80 г/л) в верхнемеловых отложениях вскрыты на Крыловской площади.

Дат-палеоценовый водоносный комплекс развит почти на всей территории Равнинного Крыма, отсутствует он только в пределах Симферопольского и Новоселковского поднятий и на сводах некоторых структур. Водупорной кровлей является глинистая толща среднего и верхнего эоцена. Минерализация вод дат-палеоценовых отложений увеличивается с глубиной и достигает 39 г/л. В водорастворенных газах по всей территории преобладают УВ, только в районе предгорного Крыма, где эти породы выклиниваются, воды содержат азотно-углеводородные и углеводородно-азотные газы. В газах содержание УВ превышает 84%, а на отдельных площадях (Северо-Сивашская,

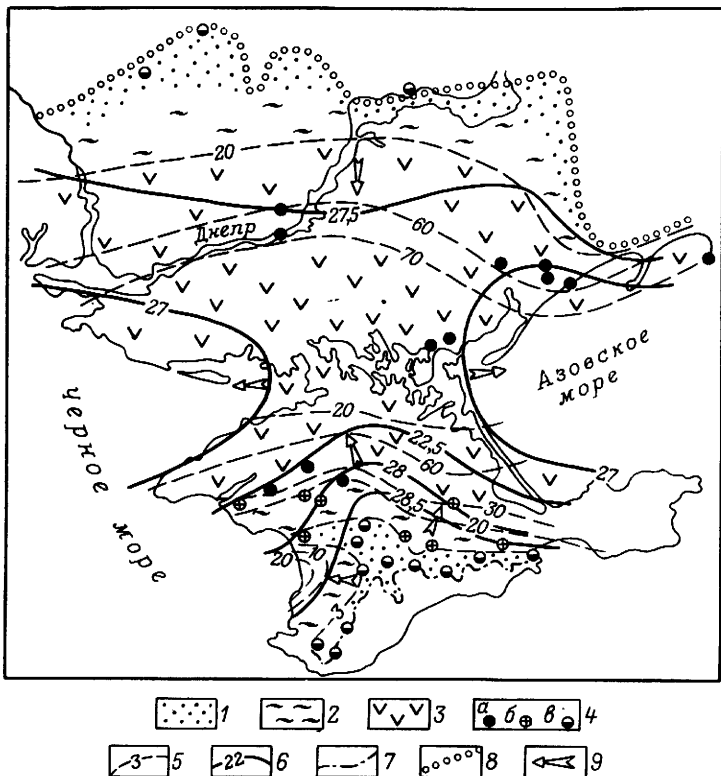


Рис. 53. Схематическая гидрогеологическая карта водоносного комплекса докембрийского фундамента и неоком-аптских отложений Причерноморско-Крымского бассейна (по А. Ф. Романюку, В. А. Курышко, А. Ф. Кириченко, А. С. Тердоводу).

Гидродинамические зоны: 1 — интенсивного водообмена (подземные воды пестрого состава с минерализацией до 3 г/л); 2 — затрудненного водообмена (подземные воды гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-кальциевого типов с минерализацией от 3 до 20 г/л), 3 — весьма затрудненного водообмена (подземные воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией более 20 г/л); 4 — типы вод по В. А. Сулину: а — хлоридно-кальциевый, б — гидрокарбонатно-натриевый, в — сульфатно-натриевый, 5 — изоинеры, г/л; 6 — гидронизопезы, МПа; 7 — южная граница распространения неоком-аптских отложений, 8 — южная граница Украинского кристаллического массива; 9 — основное направление транзита вод

Стрелковая, Восточно-Джанкойская) 90%, тяжелых УВ от 0,4—1,5 до 12%. Газонасыщенность вод низкая и не превышает $100 \text{ см}^3/\text{л}$, с глубиной она увеличивается: на Джанкойской площади $1329 \text{ см}^3/\text{л}$, Нижегородской $1478 \text{ см}^3/\text{л}$. Вблизи контура газонефтяных залежей газонасыщенность близка к предельной, с удалением от контура уменьшается. Величина отношения r_i/r_v изменяется от 0,33 (Северо-Сивашская площадь) до 0,68 (Большеклиновская площадь).

В эоценовом водоносном комплексе нижнеэоценовые отложения представлены в основном глинистыми породами и практически не содержат водоносных горизонтов, а в средне- и верхнеэоценовых обра-

зованиях воды приурочены к трещиноватым мергелям, известнякам и песчаникам. Породы слабо водообильны, дебиты скважин только в единичных случаях превышают 10—15 м³/сут. Пластовые воды хлоридно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов с минерализацией до 30 г/л. В водорастворенных газах на Северо-Сивашской и Чонгарской площадях содержание УВ изменяется от 94 до 97,51%, коэффициент газонасыщенности 0,24—0,5.

Пластовые воды *нижне- и среднемайкопских отложений* высоконапорные (на многих площадях скважины переливают), хлоридно-кальциевого типа, с минерализацией 30—60 г/л, содержат, мг/л: брома 30—90, иода 8—29, бора до 2. Воды *верхнемайкопских отложений* отличаются от вод ниже- и среднемайкопских более низкими минерализацией и метаморфизацией. Газонасыщенность вод, связанных с газовыми залежами нижнего майкопа, высокая — до 1500 см³/л, по составу газы метановые (метана 98%).

Воды *надмайкопского водоносного комплекса* (тортонские, сарматские, мзотическо-понтические и плиоценовые отложения) отличаются пестрым химическим составом, минерализация их до 10 г/л.

В Равнинном Крыму майкопские глинистые водоупорные отложения служат тепловым экраном, определяющим образование положительных и отрицательных температурных аномалий. На формирование температурных аномалий оказывают влияние также интрузии. Так, в районах неглубокого залегания фундамента (Новоселовское и Сакское поднятия) скважины переливают термальной водой. Положительная температурная аномалия установлена в пределах Бакальской площади (в скв. 2 на глубине 1700 м температура 100,5° С), температура вод в скв. 7 на Новоселковском поднятии на глубине 1000 м составляет 70° С. Как правило, высокая температура отмечается в сводовой части поднятия, к периферийным участкам температура снижается до 50—60° С.

Подземные воды Глебовского месторождения

В строении Глебовского газового месторождения принимают участие отложения от датского яруса верхнего мела до неогена. Промыш-

Таблица 30

Химический состав подземных вод Глебовского месторождения

Возраст пород	Интервал испытания, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)					
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺
К ₁	3504—3592	6760,2	16,46	1305,8	294,9	27,7	4485,8
		190,7	0,3	12,4	14,7	2,3	195,1
Р ₂	656—685	16595,3	70,8	927,2	847,7	84,8	8888,3
		468,0	1,5	15,2	42,3	7,0	386,2
Р ₁	1036—1138	12251,4	734,1	1171,2	151,9	47,7	8595,3
		345,5	15,3	19,2	7,6	3,9	373,7
Р ₁	1174—1256	23084,1	618,9	207,4	951,1	154,7	14136,5
		650,9	12,8	3,4	47,5	12,7	614,6
Р ₁	1096—1062	11124,9	674,9	1152,9	80,2	34,1	7875,4
		313,7	14,0	18,9	4,0	2,8	342,4

ленные скопления газа приурочены к трещиноватым известнякам палеоцена. Глинисто-мергельные осадки эоцена мощностью до 500 м служат покрывкой для газовой залежи.

Гидрогеологическая обстановка месторождения определяется историей его геологического развития. Рассматриваемая территория с нижнего мела до конца понта была покрыта морем. Кратковременные ее выходы из-под уровня моря в разное время не внесли изменений в общую палеогеологическую обстановку. Равнинный Крым с конца понта становится сушей. Однако невысокое положение его над уровнем моря, редкая и неглубоко врезанная гидрографическая сеть не создали хороших условий для дренирования вод.

На Глебовской площади мергелистые осадки верхних ярусов нижнего мела, а также глины нижнего эоцена и майкопской свиты являются водоупорами, которые имеют выдержанную мощность и региональное распространение. Водоупоры разобщают водоносные горизонты, приуроченные к верхнемеловым-палеоценовым, эоценовым и неогеновым отложениям. Спорадически обводнены трещиноватые закарстованные мергели среднего эоцена, а также песчаные прослои в глинистых толщах майкопа.

В верхне- и нижнепалеоценовых отложениях водоносны неравномерно глинистые, трещиноватые известняки. Дебиты скважин, вскрывших водоносные отложения, зависят от степени трещиноватости и пористости известняков и колеблются от 0,8—18 до 1100 м³/сут. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа, только скв. 4 вскрыла воды хлоридно-кальциевого типа (табл. 30). Минерализация вод изменяется от 18 до 39 г/л. Содержание иода 21—26 мг/л, брома 19—59 мг/л. В водорастворенных газах доля метана 86—89%, этана и высших УВ до 9%.

II.2.4. АЗОВО-КУБАНСКИЙ И ТЕРСКО-КАСПИЙСКИЙ БАСЕЙНЫ

К северу от Большого Кавказа и Горного Мангышлака на обширной площади в 530 тыс. км² выделяется Северо-Кавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция [31]. В пределах этого сложного в геотек-

Возраст пород	Интервал испытания, м	Микроэлементы, мг/л				M г/л γ, г/см ³	Тип вод
		NH ₄ ⁺	V ³⁺	Vr ⁻	I ⁻		
K ₁	3504—3592	14,0	261	32,1	11,6	12,95 Г,007	ГКН
P ₂	656—685	Не опр.	20,9	60,0	15,4	28,4 Г,0208	ХК
P ₁	1036—1138	30,1	Не опр.	Следы	21,9	23,36 Г,0166	ГКН
P ₁	1174—1256	75,1	»	»	14,5	39,41 Г,0279	ХК
P ₁	1096—1062	30,0	»	54,0	23,9	21,37 Г,0151	ГКН

тоническом отношении региона расположены три бассейна пластовых вод и три соответствующих им нефтегазоносных бассейна: Азово-Кубанский (Западно-Предкавказский), Терско-Каспийский (Восточно-Предкавказский с Терско-Дагестанским наложенным бассейном) и Южно-Мангышлакский [35].

Терско-Каспийский бассейн (площадь около 380 тыс. км²) с юга обрамляется складчатыми системами Кавказа и Большого Балхана; в Каспийском море границу проводят по Апшеронскому порогу. На севере, северо-востоке и востоке граница бассейна проходит по наиболее высокой гипсометрической отметке фундамента в пределах кряжа Карпинского, Среднекаспийского и Карабогазского сводов.

Азово-Кубанский бассейн (площадь около 180 тыс. км²) с юга также обрамляется складчатой системой Кавказа. К западу от Анапы (до Феодосии) границу бассейна проводят условно (по зоне поперечного опускания в неоген-четвертичное время горно-складчатых сооружений Крыма и Кавказа). Западная граница намечается по Западно-Приазовскому поперечному разлому [35]. На севере бассейн ограничивается южным склоном Украинского кристаллического массива и складчатыми сооружениями Большого Донбасса. Ввиду большого сходства гидрогеологических условий Азово-Кубанский и Терско-Каспийский бассейны рассматриваются совместно, как гидрогеологически единый Северо-Кавказский регион. Границу между ними проводят условно через Ставропольский свод и Минераловодский выступ.

В изучении гидрогеологии Северо-Кавказского региона крупный вклад внесли С. В. Вагин, Г. П. Волобуев, В. П. Ильченко, А. А. Карцев, И. Г. Киссин, А. А. Клименко, В. Н. Корценштейн, В. С. Котов, А. Н. Марков, М. В. Мирошников, А. М. Никаноров, А. С. Панченко, Г. М. Сухарев и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Большая часть Северо-Кавказского региона в тектоническом отношении относится к Скифской плите, вдоль южной границы которой протягиваются Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский альпийские краевые прогибы и мегантиклинорий Большого Кавказа (рис. 54). В связи с этим регион имеет резко асимметричное строение: выделяется узкий крутой складчатый борт, связанный с внутренним бортом Предкавказского краевого прогиба, и обширный, сложно построенный платформенный склон, полого наклоненный в сторону краевого прогиба.

Осадочный разрез Северо-Кавказского региона представлен разнородной толщей отложений от пермско-триасовых до четвертичных мощностью более 10 км.

С Северным Кавказом связано зарождение отечественной нефтяной промышленности. Здесь, в Азово-Кубанском бассейне, в 1864 г. в долине р. Кудано в предгорьях Кавказа был получен первый фонтан нефти. В настоящее время в недрах Северного Кавказа выявлено около

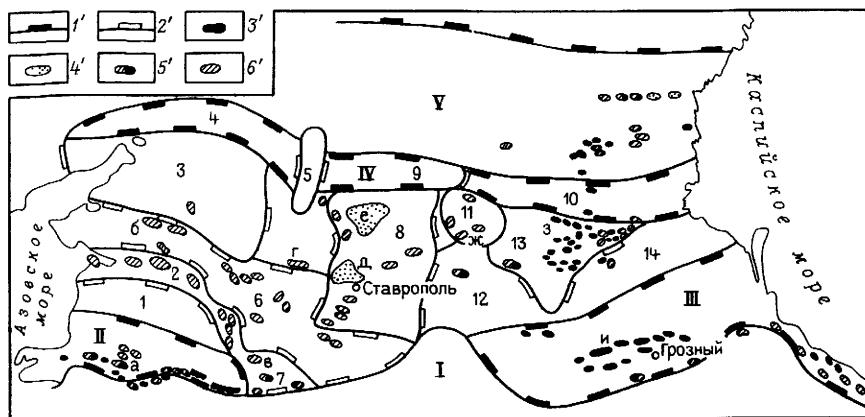


Рис. 54. Схема тектоники Северо-Кавказского региона [31] (с изменениями). 1' — крупнейшие тектонические элементы: 1 — мегантиклинорий Большого Кавказа, II, III — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, IV — Манычская система прогибов, V — край Карпинского, 2' — крупные тектонические элементы: 1 — Тимашевская ступень, 2 — Азовско-Байский мевавал, 3 — Ростовский свод, 4 — Тузов-Манычский прогиб, 5 — Сальский вал, 6 — Восточно-Кубанский прогиб, 7 — Адыгейский выступ, 8 — Ставропольский свод, 9 — Гудилковский прогиб, 10 — Восточно-Манычский прогиб, 11 — Мирненско-Арзгирская зона поднятий, 12 — Чернолесская впадина, 13 — Прикумская зона поднятий, 14 — Ногайская ступень; месторождения: 3' — нефтяные, 4' — газовые и газоконденсатные, 5' — нефтегазовые и газонефтяные, 6' — газоконденсатные (а — Анастасиевско-Троицкое, б — Ленинградское, в — Майкопское, г — Расшеватское, д — Северо-Ставропольское, е — Тахта-Кугультинское, ж — Мирненское, з — Величаевско-Колодезное, и — Карабулак-Ачалуки)

850 залежей УВ различного фазового состава. Стратиграфический диапазон нефтегазоносности — от триаса до плиоцена включительно. В разрезе выделяют следующие нефтегазоносные комплексы: триасовый терригенно-карбонатный, нижнесреднеюрский терригенный, верхнеюрский карбонатный, нижнемеловой терригенный, верхнемеловой карбонатный, палеоцен-эоценовый терригенно-карбонатный, олигоцен-миоценовый терригенно-карбонатный и плиоценовый терригенный. Месторождения нефти и газа расположены как на платформенном, так и на складчатых бортах региона. Причем в пределах складчатых бортов Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов преобладают скопления нефти, а в осадочном чехле Скифской плиты до глубины 1 км — в основном залежи сухого газа.

В интервале 1—2 км помимо скоплений сухого газа появляются залежи конденсатного газа. Ниже, в интервале глубин 2—3 км, располагается основная зона накопления конденсатных газов. Запасы газа приурочены в основном к нижнемеловым отложениям Западного и Центрального Предкавказья. На этих же глубинах в Восточном Предкавказье появляется и нефть. На глубинах 3—4 км ведущая роль в накоплении переходит к нефти, основные запасы которой связаны с нижнемеловыми отложениями Восточного Предкавказья. На глубинах около 4 км появляется зона накопления конденсатного газа. На глубинах свыше 6,5—7 км предполагается зона развития сухих метаногликоислых и углекисло-метановых газов.

Для зоны накопления сухого метанового газа характерна предельная газонасыщенность вод. Формирование залежей происходило вследствие разгазирования воды. Облегченный изотопный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C} = -7,5 \div -6,9\%$) указывает на биохимический генезис газа. В зонах накопления конденсатного газа, связанных с нижнемеловым комплексом, воды значительно недонасыщены углеводородными газами. Данные по изотопному составу углерода метана ($\delta^{13}\text{C} = -3,9 \div -4,3\%$) указывают на термокаталитический генезис конденсатных газов. Воды основной зоны нефтенакопления также недонасыщены газами.

На глубинах около 4 км и более выделяется зона накопления конденсатных газов, связанная с юрскими отложениями, которые от нижнемеловых отличаются повышенной газонасыщенностью вод (2500—3500 см³/л), коэффициентом газонасыщенности, близким к единице. Изотопный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C} = -3,5 \div -4,1\%$) подтверждает термокаталитический генезис газов.

По данным В. Н. Матвиенко, В. Г. Ермолаева, Р. В. Гриценко, С. А. Федотова (1986 г.), в юрских подсолевых отложениях Западного Предкавказья на глубинах более 4 км вскрыты воды с газовым фактором от 3400—5900 до 8870—13970 см³/л. Водорастворенные газы характеризуются высоким содержанием гомологов метана (от 3,6 до 14,3%) и углекислоты (от 2,2 до 36,8%). Предельная газонасыщенность юрских вод имеет региональный характер и отмечается независимо от геоструктурного положения площадей, их продуктивности и гипсометрии объектов опробования.

В гидрогеологическом разрезе Азово-Кубанского и Терско-Каспийского бассейнов выделены два водоносных этажа: подмайкопский, включающий палеогеновые и мезозойские отложения большой мощности, и надмайкопский, охватывающий миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения. Майкопская глинистая толща мощностью до 1,6 км является региональным водоупором.

Современные представления о гидрогеологии Северного Кавказа позволяют выделить в разрезе мезозоя следующие водоносные комплексы: пермско-триасовый, нижнесреднеюрский, верхнеюрский, нижнемеловой и верхнемеловой. Выделение этих комплексов в определенной мере условно, так как в отдельных районах они подразделяются на более мелкие комплексы. Разделяющими водоупорами являются аргиллиты триаса и средней юры, верхнеюрские соленосные породы и альбские глинистые отложения, которые не имеют повсеместного распространения.

Пермско-триасовый водоносный комплекс на Северном Кавказе развит повсеместно, он выполняет грабенообразные впадины в фундаменте, образуя ограниченные блоковые резервуары. Мощность комплекса резко меняется от нескольких сот метров до 1,5—2 км. Разрез пермско-триасовых отложений начинается пестроцветными терригенными образованиями (мощностью до 1000 м) с преимущественным развитием конгломератов внизу и песчаников сверху. Выше залегают

карбонатные породы нефтекумской свиты (мощностью до 1200 м) — основной перспективный объект, промышленная нефтеносность которого установлена на ряде площадей Восточного Предкавказья. Выше по разрезу залегают сероцветные карбонатно-глинистые породы нижнего и среднего триаса. Заканчивается разрез осадочно-вулканогенными образованиями верхнего триаса мощностью до 1000 м.

Гидрогеологические условия пермско-триасового комплекса изучены лишь в отдельных скважинах. Из-за слабой проницаемости пород при их опробовании часто получали незначительные притоки. Наиболее водообильными оказались известняки нефтекумской свиты в Восточном Предкавказье. Самые мощные фонтанные притоки вод с дебитом до 1187 м³/сут на 22-миллиметровом штуцере получены на Каясулинской площади (скв. 3, интервал перфорации 4377 — 4240 м). Температура на устье скважины достигала 140° С. Минерализация воды 100 г/л, rNa/rCl 0,69, содержание иода 12 мг/л, брома 136 мг/л. Газонасыщенность вод 1400 см³/л, упругость растворенных газов всего 7 МПа при забойном давлении 51 МПа. В газах преобладает диоксид углерода (69%), в незначительном количестве содержатся метан (15%), азот (6%), водород (7%), тяжелые УВ (3%).

При опробовании триасовых отложений на Краснодаргестанской площади (Адыгейский выступ) получены притоки вод при переливе с дебитом до 700 м³/сут и температурой на устье скважин 71—77° С. Воды пресные, гидрокарбонатно-натриевого типа.

В Прикумской зоне поднятий Восточного Предкавказья, где выявлено основное количество нефтяных залежей в известняках триаса, распространены застойные воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 40 до 157 г/л (чаще 80—100 г/л), rNa/rCl 0,48—0,90. Газонасыщенность вод колеблется от 1420 до 2990 см³/л. В водорастворенных газах содержится метана 40—70%, повышенное количество углекислоты (10—50%), доля гомологов метана 5—15%.

В Центральном Предкавказье в Мирненско-Арзгирской зоне в газах преобладает метан (75—95%), доля углекислоты и тяжелых УВ снижается до 2—3%. Газонасыщенность вод 2800—3200 см³/л, коэффициент газонасыщенности до 0,85. По немногочисленным данным, на отдельных площадях фиксируются аномально высокие напоры вод, значительно превышающие напоры вод в вышележащих отложениях юры и нижнего мела. В целом для триасовых отложений характерны резкие различия в составе и напорах вод по площади, что свидетельствует о сложном строении и ограниченности водоносных резервуаров.

Распределение температур в триасовых отложениях отражает положение крупнейших тектонических элементов (рис. 55). Выявленные залежи УВ обычно характеризуются температурой 150—130° С. Максимальная температура (до 250° С) предполагается в краевых прогибах.

Нижнесреднеюрский водоносный комплекс сложен песчано-алевролитовыми и глинистыми породами. В Восточно-Кубанском прогибе в основании юрского разреза залегают толща песчано-алевролитовых образований мощностью от 100 до 400 м. Выше залегают аргиллиты

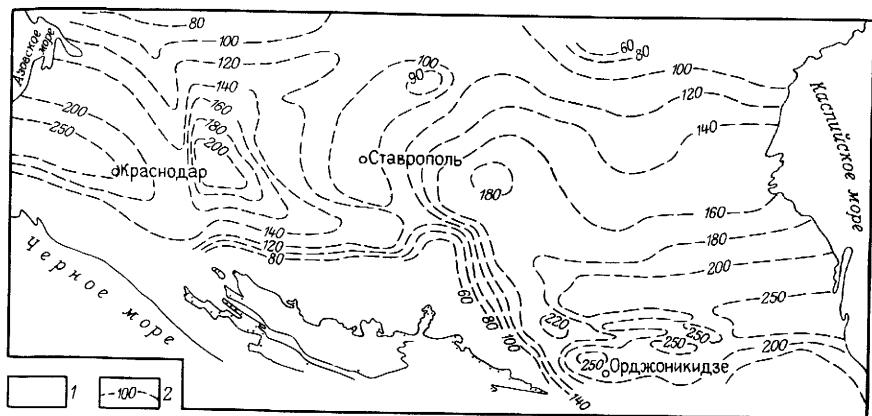


Рис 55 Схематическая карта геозотерм по поверхности доюрских отложений Предкавказья (по А С Панченко, В Г Вершовскому, 1975 г)
 1 — выходы доюрских отложения на дневную поверхность 2 — геозотермы °С

средней юры, в верхней части которых появляются песчаные горизонты. Общая мощность нижнесреднеюрских отложений достигает 2 км. При опробовании нижнеюрских песчаников получены притоки воды от 1—2 до 100—240 м³/сут. Распределение приведенных напоров указывает на движение вод в северо-западном направлении. На ряде площадей напоры вод нижнеюрских и нижнемеловых отложений одинаковые здесь в результате трансгрессивного срезания базальные песчаники мела ложатся непосредственно на песчаные образования нижней юры. На большей части Восточно-Кубанского прогиба распространены воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 40—70 г/л, $rNa/rCl < 0,87$. По бортам прогиба встречены воды с пониженной минерализацией — 15—30 г/л, rNa/rCl 0,8—1. На Адыгейском выступе минерализация вод 18—27 г/л, rNa/rCl 0,96—1.

Воды среднеюрских отложений отличаются от нижнеюрских более высокой минерализацией и АВПД в глубоко погруженных зонах Восточно-Кубанского прогиба, что обусловлено литолого-фациальной изменчивостью среднеюрских коллекторов и отсутствием выходов их на дневную поверхность. Поэтому среднеюрские отложения в этом районе могут рассматриваться в виде самостоятельного гидрогеологического комплекса.

В платформенной части Восточного Предкавказья нижнесреднеюрские отложения образуют единый водоносный комплекс мощностью до 500 м. Здесь распространены рассолы хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 100—170 г/л, $rNa/rCl < 0,87$. Приведенные напоры вод снижаются в северо-западном направлении. На многих площадях Прикумской зоны наблюдается гидрохимическая инверсия при переходе от средней к нижней юре, что можно связывать с проникновением в нижнюю юру опресненных высоконапорных вод из триаса.

В Терско-Каспийском передовом прогибе мощность нижнесреднеюрских терригенных отложений увеличивается в южном направлении от 1 до 2—3 км. Максимальная мощность отложений (до 9—10 км) зафиксирована в горах (разрезы по р. Аргун). В непосредственной близости к выходам юрских отложений на дневную поверхность воды имеют минерализацию 2—3 г/л. С погружением отложений они быстро замещаются рассолами хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 130 г/л. Можно полагать, что подобные рассолы распространены на большей части Терско-Каспийского прогиба. В Предгорном Дагестане минерализация вод снижается до 70 г/л.

Верхнеюрский водоносный комплекс наиболее широко развит в Терско-Каспийском и Восточно-Кубанском прогибах, где общая мощность верхнеюрских отложений достигает 1600—1800 м. Резкое сокращение мощности (до 100 м) установлено в Прикумской зоне поднятий и на крыже Карпинского. В разрезе верхнеюрских отложений выделяют две толщи: подгипсоносная толща келловей-кимериджского возраста и гипсоносная титонская толща. В Восточно-Кубанском прогибе мощность подгипсоносной толщи 300—400 м, разрез состоит из карбонатных оксфордских и терригенных келловейских отложений. В Терско-Каспийском прогибе мощность подгипсоносной толщи 600—800 м. Развиты преимущественно карбонатные породы. В Прикумской зоне и на крыже Карпинского мощность келловей-кимериджских отложений всего около 100 м, а разрез представлен карбонатными и терригенными породами.

Наибольшая мощность гипсоносной толщи (до 1000—1200 м) установлена в Восточно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах, в Чернолесской впадине мощность ее снижается до 200—400 м. Гипсоносная толща представлена чередованием сульфатных и глинистых пород с прослоями галогенных образований и является мощным региональным водоупором, в разрезе которого имеются отдельные проницаемые пропластки.

В верхнеюрском комплексе мало минерализованные воды пестрого состава распространены в районах, примыкающих к выходам комплекса на дневную поверхность. В местах открытого залегания пород известны многочисленные источники с разными дебитами (от незначительных до очень больших). Так, по данным Г. М. Сухарева и М. В. Мирошниковой, озеро-источник Церик-Гель имеет дебит 70 000—86 000 м³/сут. По мере погружения верхнеюрских пород минерализация вод быстро увеличивается, тип воды становится хлоридно-кальциевым. В Западном Предкавказье на ряде месторождений в непосредственной близости от выходов юрских пород воды имеют минерализацию 38—44 г/л, rNa/rCl 0,84—0,95 (Баракаевское, Самурское, Ширванско-Безводненское месторождения). На большей части Восточно-Кубанского прогиба распространены воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 35—70 г/л. Напоры вод часто аномально высокие. В Восточном Предкавказье в верхнеюрском комплексе повсеместно распространены хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией более 100 г/л. В Прикумской зоне приведенные напоры снижаются от 400 до 200 м в севе-

Таблица 31

Газонасыщенность вод юрских пород Восточного Предкавказья

Районы	Газонасыщенность, см ³ /л	ρ_r/ρ_v
Кряж Карпинского	400—500	0,2—0,4
Прикумская зона поднятий:		
западные районы	1000—2000	0,2—0,4
восточные районы	3000—4000	До 1
Терско-Каспийский прогиб	2000—3000	0,3—0,6
Чернолесская впадина	2000—3000	0,3—0,6
Восточно-Кубанский прогиб	3000—6400	До 1

ро-восточном направлении. В пределах Терско-Каспийского прогиба и Чернолесской впадины выявлены зоны аномально высоких напоров.

Из соленосных отложений верхней юры на ряде площадей полу-

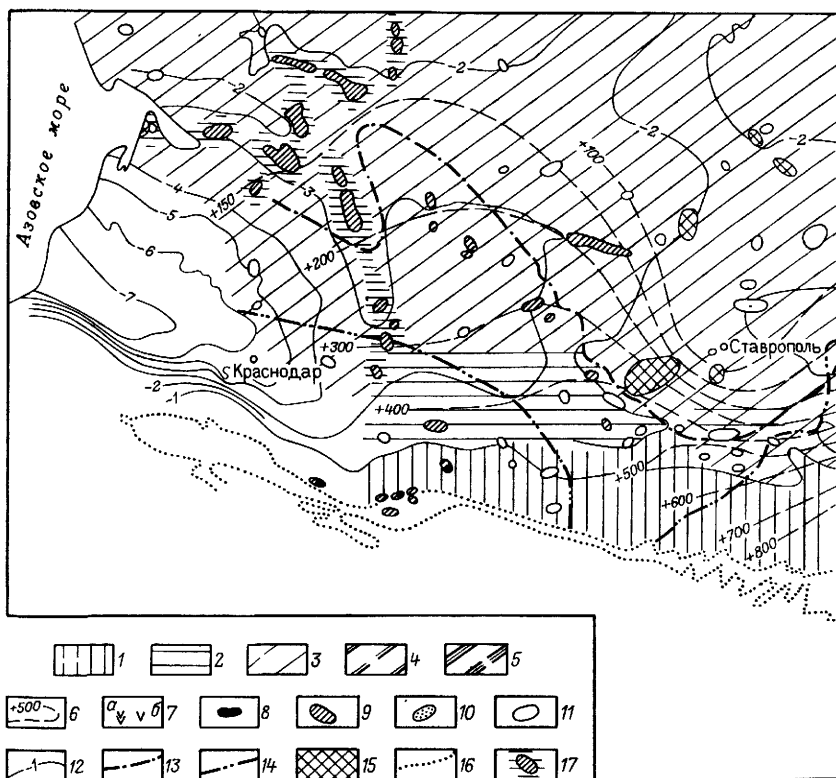


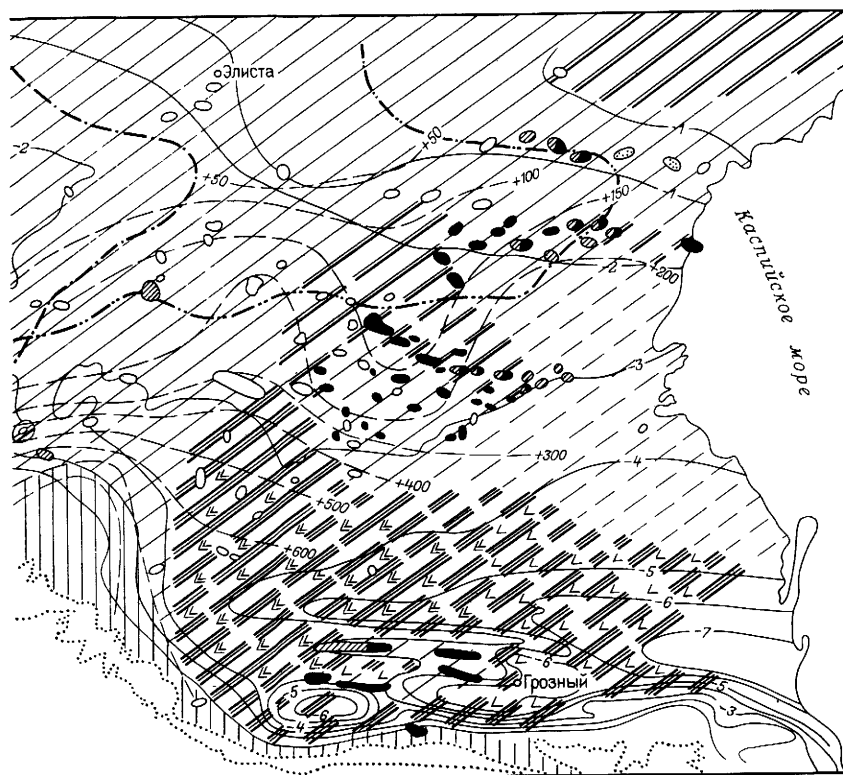
Рис. 56. Схематическая гидрогеологическая карта нижнемеловых отложений Предкавказья.

Гидрохимические зоны, выделенные по минерализации (r/l) и коэффициенту rNa/rCl (сплошной и прерывистой штриховкой выделены зоны соответственно с установленными и предполагаемыми минерализацией и коэффициентом метаморфизации): 1 — ≤ 10 и > 1 , 2 — $10-35$ и $1 > rNa/rCl > 1$, 3 — $35-100$ и < 1 , 4 — > 100 и $< 0,87$, 5 — $M < 100$ для альб-апта, $M > 100$ для неокома; 6 —

чены рассолы с минерализацией 324—474 г/л. В составе рассолов значительную (иногда преобладающую) роль играют хлориды кальция и магния, r_{Na}/rCl 0,22—0,76, характерно высокое содержание брома — до 750—1160 мг/л.

Водорастворенные газы юрских отложений практически повсеместно представлены УВ с незначительным содержанием диоксида углерода и азота. Исключение составляют Минераловодский выступ, где воды углекислые, и зона открытого залегания юрских пород, в водах которой преобладают воздушные газы и часто углекислота.

По газонасыщенности вод в Восточном Предкавказье отмечается определенная зональность (табл. 31). В восточном направлении в Прикумской зоне по мере смены нефтяных залежей газоконденсатными происходит закономерное увеличение газонасыщенности вод до 3000—4000 см³/л. На южном борту Восточно-Кубанского прогиба газонасы-



гидроизопьезы, м (по М. В. Мирошникову и Д. И. Рогожину); 7 — выявленные (а) и предполагаемые (б) зоны АВПД; месторождения: 8 — нефти, 9 — газоконденсата, 10 — газа; 11 — разведочные площади; 12 — изогипсы по кровле нижнего мела, км; границы выклинивания; 13 — апта, 14 — неокома; 15 — зона отсутствия нижнемеловых отложений; 16 — границы выходов нижнемеловых отложений на дневную поверхность; 17 — воды пониженной минерализации за счет влияния конденсационных вод

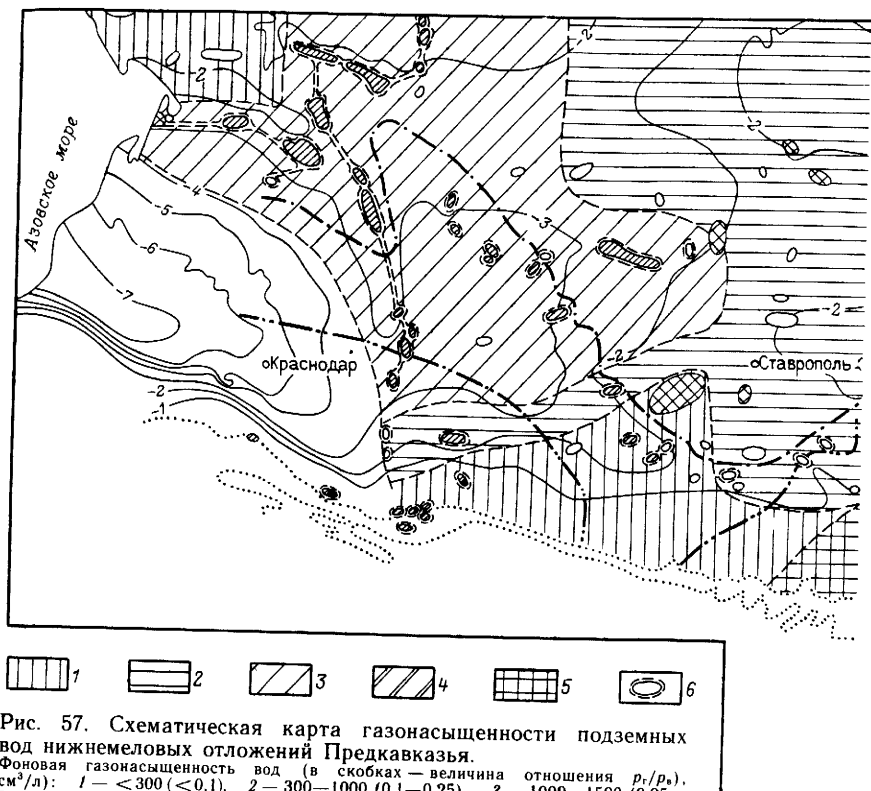
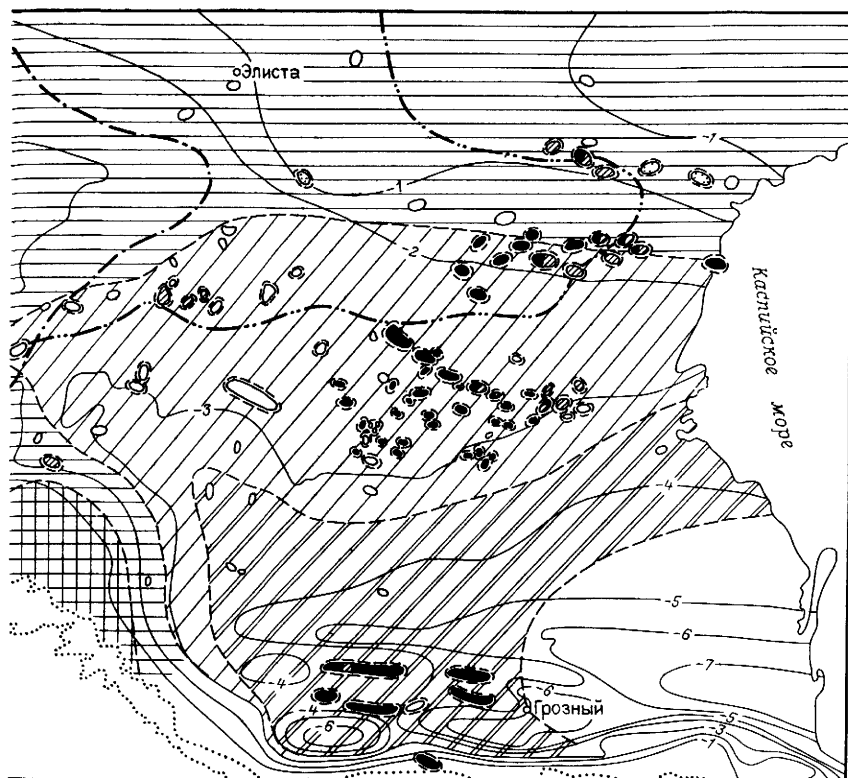


Рис. 57. Схематическая карта газонасыщенности подземных вод нижнемеловых отложений Предкавказья. Фоновая газонасыщенность вод (в скобках — величина отношения p_f/p_w), см³/л): 1 — < 300 (< 0,1), 2 — 300—1000 (0,1—0,25), 3 — 1000—1500 (0,25—0,4), 4 — > 1500, 5 — зона углекислых вод, 6 — ореолы аномальной газонасыщенности вод. Остальные условные обозначения см на рис. 56

шенность вод снижается до 1500—3000 см³/л, p_f/p_w 0,9—0,5 (месторождения Баракаевское, Самурское).

Распределение температуры по кровле юрских отложений четко отражает строение крупнейших геоструктурных элементов. Максимальная температура наблюдается в наиболее прогнутых частях краевых прогибов. Подавляющая часть выявленных залежей нефти и газа характеризуется температурой 120—150° С.

Нижнемеловой водоносный комплекс сложен неокомскими и альбартскими отложениями. В Западном Предкавказье терригенные образования неокома развиты только в пределах Западно-Кубанского прогиба (мощность до 1000 м) и прилегающих горных сооружений Кавказа (мощность до 2300 м). В Восточном Предкавказье мощность неокома увеличивается с севера на юг от 100 м в Прикумской зоне до 800—1000 м в Терско-Каспийском прогибе. Неокомские отложения здесь представлены чередованием карбонатных и терригенных пород. Альбартские осадки распространены повсеместно за исключением отдельных



площадей Ставропольского свода. В Восточном и Западном Предкавказье мощность этих отложений относительно выдержана и составляет чаще 400—600 м. Литологически они представлены чередованием песчаников, алевролитов и глин. На Ставропольском своде мощность алебских пород резко сокращается до 50—100 м, а разрез представлен преимущественно глинами. Поэтому Ставропольский свод выполняет роль своеобразной преграды, которую обтекают подземные воды. В Западном и Центральном Предкавказье четко прослеживается падение напоров вод к северу. В Терско-Каспийском прогибе и частично в Чернолесской впадине выявлены зоны АВПД.

В нижнемеловом комплексе прослеживается определенная гидрохимическая зональность (рис. 56). Гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевые воды с минерализацией до 10 г/л развиты на Минераловодском и Адыгейском выступах, а также вдоль выходов нижнего мела на поверхность. В районе Кисловодска к отложениям готерив-валанжинского яруса приурочены месторождения минеральных вод (Нарзан).

К северу минерализация вод растет, и на большей части Западного и Центрального Предкавказья распространены воды преимущественно хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 35—100 г/л. В Азово-Ейской газоносной области залежи подстилаются водами пониженной минерализации, часто гидрокарбонатно-натриевого типа за счет выпадения конденсационных вод. Севернее Минераловодского выступа на Круглолесской площади отмечается гидрхимическая аномалия (минерализация воды 104 г/л, rNa/rCl 0,7), формирование которой обусловлено перетоком юрских вод по разрывному нарушению в нижнемеловой комплекс.

В Восточном Предкавказье минерализация вод нижнемелового комплекса составляет 100—140 г/л, достигая 246—304 г/л в неоконских отложениях Ногайской ступени и Чернолесской впадины.

В нижнемеловых отложениях Северного Кавказа в водорастворенных газах практически везде преобладают УВ. Исключение составляет Минераловодский выступ, где распространены углекислые воды, а также территория, прилегающая к выходам нижнего мела между Адыгейским и Минераловодским выступами, где преобладают атмосферные газы.

По газонасыщенности вод в нижнемеловых отложениях выделяют несколько зон (рис. 57). Приконтурные воды газоконденсатных залежей повсеместно отличаются резко повышенной газонасыщенностью вод, часто предельной.

Геоизотермы по кровле нижнемеловых отложений четко отражают положение главных геоструктурных элементов (рис. 58). Залежи нефти и газа характеризуются разной температурой — от 50 до 150° С. Основная масса залежей имеет температурный интервал от 70 до 140° С. В нижнемеловом комплексе нет видимой зависимости фазового состояния УВ от температуры.

Верхнемеловой водоносный комплекс (преимущественно карбонатные образования) распространен почти повсеместно и отсутствует лишь на локальных участках Ставропольского свода и кряжа Карпинского. Мощность верхнемеловых пород относительно постоянна и чаще всего составляет 200—300 м.

В южных районах Центрального Предкавказья существует инфильтрационный водообмен (рис. 59). Основная зона разгрузки вод приурочена к южно-ставропольской зоне поднятий (Убеженское месторождение), где имеются благоприятные условия для перетока вод в вышележащие отложения. Здесь распространены воды пестрого состава с минерализацией менее 10 г/л. В пределах Терско-Каспийского прогиба, Ногайской ступени и частично Чернолесской впадины выделяется зона АВПД, для которой характерно преобладание вод с минерализацией 35—60 г/л. В нижней части верхнемелового комплекса часто встречаются воды повышенной минерализации (60—90 г/л, rNa/rCl 0,8—0,97). Такое изменение минерализации вод по разрезу комплекса связывается с поступлением опресненных вод из вышележащих глинистых отложений палеогена при их уплотнении.

Зональность в распределении водорастворенных газов в верхнемело-

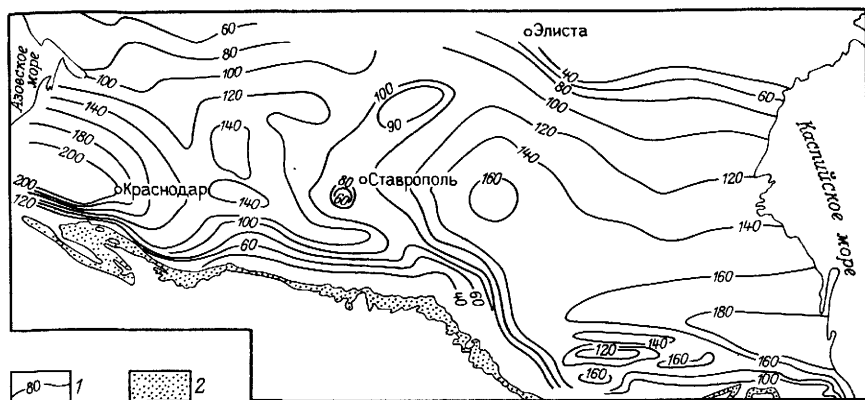


Рис. 58. Схематическая карта геозотерм по кровле нижнемеловых отложений Предкавказья (по А. С. Панченко, В. Г. Вершовскому).
1 — геозотермы, °С, 2 — выходы нижнемеловых пород на поверхность

вых отложениях в общих чертах такая же, как и в нижнемеловом комплексе. Наибольшая газонасыщенность вод ($1000-1500 \text{ см}^3/\text{л}$) отмечается в погруженных районах Восточного Предкавказья, где коэффициент газонасыщенности составляет чаще $0,25-0,5$. На продуктивных площадях Грозненского нефтяного района газонасыщенность увеличивается до $2656-2911 \text{ см}^3/\text{л}$, а отношение p_r/p_v до $0,6-0,89$. На значительной части Центрального Предкавказья выделяется зона с газонасыщенностью вод $500-1000 \text{ см}^3/\text{л}$ (p_r/p_v $0,2-0,4$). Севернее этой зоны воды содержат пониженное количество газа ($200-400 \text{ см}^3/\text{л}$), а p_r/p_v снижается до $0,15-0,1$. На Минераловодском выступе развиты углекислые воды, а западнее выступа протягивается зона развития инфильтрационных вод с атмосферными газами.

В разрезе *палеоген-неогеновых отложений* выявлено много мелких залежей нефти и газа, основное количество которых находится в Индоло-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах. Наиболее крупные залежи приурочены к хадумскому горизонту Ставропольского свода и миоцен-плиоценовым отложениям Индоло-Кубанского прогиба.

С хадумским горизонтом связаны крупнейшие газовые месторождения Центрального Предкавказья (Северо-Ставропольское, Тахта-Кугульгинское и др.). Хадумский горизонт мощностью около 130 м сложен алевролитами и алевритами с прослоями глинистых пород. Суммарная мощность песчаных образований $40-70$ м. Песчаные фации хадума в виде полосы прослеживаются через Ставропольский свод в Восточно-Кубанский прогиб и далее на Тимашевскую ступень.

В хадумском горизонте поток подземных вод движется в северо-восточном направлении. Под влиянием потока газовые залежи смещены по направлению движения в соответствии с величиной гидравлического уклона. Например, Северо-Ставропольская залежь смещена потоком

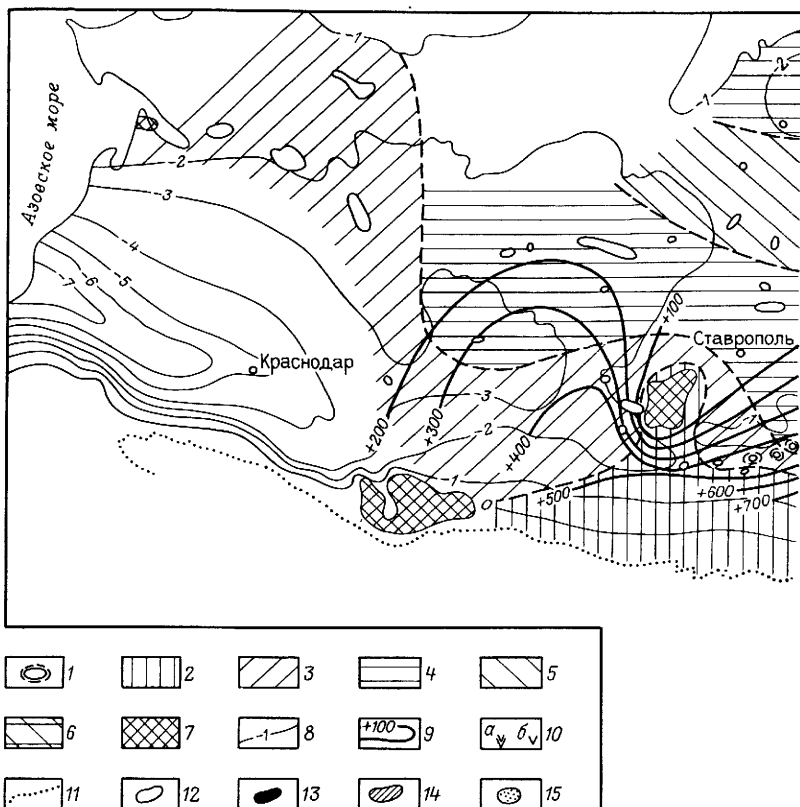
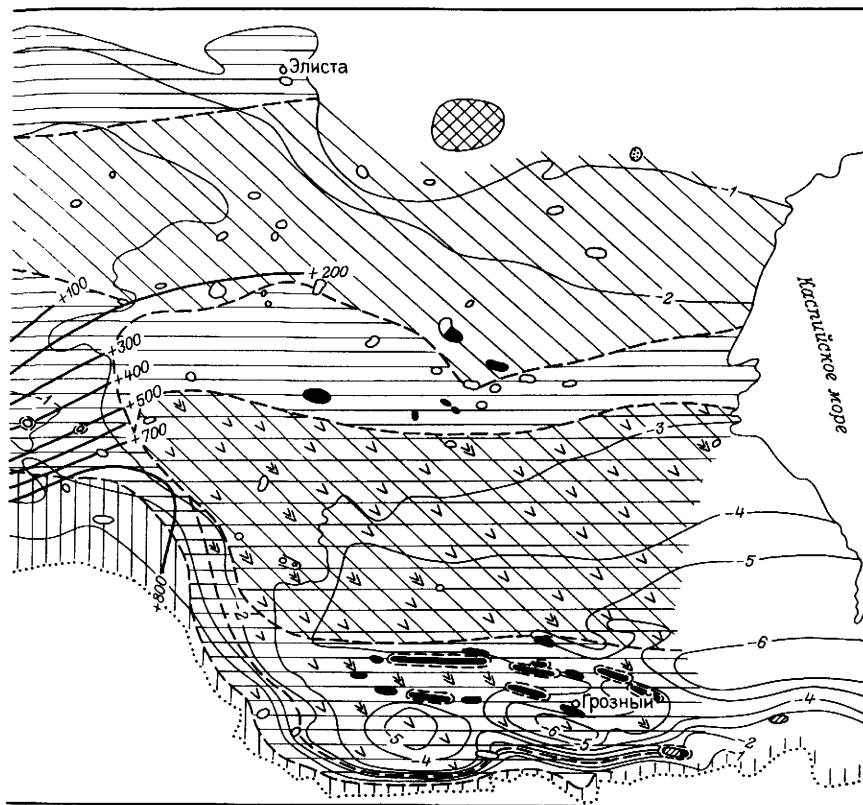


Рис. 59. Схематическая гидрогеологическая карта верхнемеловых отложений Предкавказья.

1 — гидрохимические аномалии; гидрохимические зоны, выделенные по минерализации (г/л) и коэффициенту rNa/rCl : 2 — ≤ 10 и > 1 , 3 — 10—35 и $1 > rNa/rCl > 1$; 4 — 33—60 и $1 - 0,97$, 5 — 60—90 и $0,80 - 0,97$, 6 — для верхней части комплекса 35—60 и $0,97 - 1$, для нижней части комплекса > 60 и $< 0,97$, 7 — зоны отсутствия верхнемеловых отложений; 8 — изогипсы по кровле верхнего мела, км, 9 — гидронольезы, м (по М. В. Миросникову и В. Г. Ермолаеву); 10 — зоны АВПД, выявленные (а) и предполагаемые (б), 11 — выход верхнемеловых отложений на поверхность, 12 — разведочные площади; месторождения: 13 — нефти, 14 — газоконденсата, 15 — газа

вод на 55 м, что соответствует падению пьезометрической поверхности. Минерализация вод увеличивается по направлению движения вод от 22 до 60 г/л. Тип вод меняется от гидрокарбонатно-натриевого на юго-западе до хлоридно-кальциевого на северо-востоке, коэффициент rNa/rCl уменьшается в том же направлении от 1,05 до 0,9. Воды содержат большое количество иода (до 40 мг/л). По данным В. Н. Корценштейна, воды горизонта на Ставропольском своде предельно насыщены газом. Данные по солевому и газовому составу вод указывают на седиментационный генезис вод хадумского горизонта. Движение их, видимо, надо связывать с элизионным водообменом за счет отжатия вод из глин олигоцена.



Высокая газонасыщенность вод палеогеновых отложений отмечается в зоне АВПД Керченского полуострова. Так, на Сивашской площади в интервалах глубин 2203—2242 и 2323—2330 м газонасыщенность подземных вод олигоценных отложений составила 2500—3400 см³/л, на Слюсаревской площади 6300—22 000 см³/л (глубины 3149—3164 и 3819—3822 м). Исключительно высокий газовый фактор получен на Кореньковской площади — 44 800 см³/л (глубины 4836—4924 м).

Миоцен-плиоценовые отложения Индоло-Кубанского прогиба включают в основном песчаные пласты чакракско-караганского, сарматского, мэотического и понтического возраста, с которыми связано газонефтяное Анастасиевско-Троицкое месторождение. Промышленная нефтегазоносность месторождения выявлена в киммерийских, понтических, мэотических и сарматских отложениях. Минерализация вод сарматских пород в Западном Предкавказье увеличивается с востока на запад, достигая максимума (60 г/л) в центральной части прогиба. При этом состав вод изменяется от сульфатно-натриевого до гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-кальциевого. Отличительная особенность вод — высокое содержание иода (до 60—80 мг/л).

На фоне высокоминерализованных хлоридно-кальциевых вод мезоэоических отложений в центральной части Индоло-Кубанского прогиба наблюдается гидрохимический минимум в пределах Анастасиевско-Троицкой складки, связанный с внедрением слабoминерализованных вод из диапирового ядра. Приведенные напоры вод снижаются с востока на запад от 400 до 160 м и обусловлены инфильтрационным режимом. В наиболее погруженной части Индоло-Кубанского прогиба в районе Анастасиевско-Троицкого месторождения в миоценовых отложениях существует элизионный режим и установлены обширные зоны АВПД.

Подземные воды месторождений

Карабулак-Ачалукское нефтяное месторождение расположено в Терско-Сунженской антиклинальной зоне. Месторождение многопластовое, открыто в 1956 г. Основные запасы нефти приурочены к верхнемеловым известнякам.

Минерализация верхнемеловых вод месторождения изменяется от 40 до 72 г/л, r_{Na}/r_{Cl} 0,85—0,96. Тип вод хлоридно-кальциевый (табл. 32). К контуру нефтеносности минерализация вод уменьшается от 50 до 43 г/л. Опреснение вод, по мнению А. М. Никанорова, обусловлено влиянием вод солюционного генезиса. По разрезу мезозойских отложений в пределах месторождения наблюдается рост минерализации с глубиной.

Газонасыщенность верхнемеловых вод составляет 1172—2656 см³/л, p_g/p_v 0,36—0,4. В водорастворенных газах преобладает метан (76—90%), доля его гомологов 3—7%, диоксида углерода до 2%.

Величаевско-Колодезное нефтяное месторождение расположено в Прикумской зоне поднятий. Месторождение многопластовое, открыто в 1957 г. Основные запасы нефти связаны с нижнемеловыми терригенными коллекторами.

Дебиты воды их колеблются от 0,3—0,7 до 172 м³/сут. Минерализация вод в нижнем мелу 109—122 г/л, r_{Na}/r_{Cl} 0,85—0,88. Тип вод хлоридно-кальциевый (табл. 32). Воды содержат ОВ: фенолов 0,5—14,1 мг/л, бензола 0,01—0,4 мг/л. По разрезу мезозойско-кайнозойских отложений в пределах месторождения отмечается рост общей минерализации вод с глубиной до среднеюрских отложений, ниже по разрезу (средняя, нижняя юра, триас) минерализация с глубиной снижается (рис. 60).

Газонасыщенность нижнемеловых вод месторождения 1163—2123 см³/л, p_g/p_v 0,15—0,72 (табл. 33). В водорастворенных газах метана содержится от 60 до 68%. Характерна повышенная концентрация углекислого газа (17—53%). По приближению к контуру нефтеносности уменьшаются газонасыщенность вод и содержание метана.

Расшеватское газоконденсатное месторождение многопластовое, основные запасы газа связаны с нижнемеловыми и хадумскими алевролитами и песчаниками.

Минерализация вод нижнего мела изменяется от 29 до 46 г/л,

Таблица 32

Химический состав подземных вод месторождений Предкавказья

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав мг/л (в числителе) мг экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ г/см ³	Положение скважины
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I		
<i>Карабулак-Ачалуковское месторождение</i>														
K ₂	2312—2390	32171,6 907,2	432,3 8,9	696,0 11,4	1049,6 52,4	291,8 23,9	19567,8 851,3		He опр	250,9	77,98	31,48	55,1 1,030	Законтурная
<i>Величаевско-Колодезное месторождение</i>														
J ₁	3659—3663	42834,2 1207,9	299,5 6,2	366,0 6,0	2905,8 145,0	201,4 16,6	24377,6 1055,5	119,0 3,0	62,4	310,0	202,2	6,2	71,6 1,047	»
J ₂	3210—3214	61345,8 1729,9	Следы	341,6 5,6	4635,4 231,3	562,8 46,2	33041,1 1436,6	836,6 21,3	80,0	220,0	292,6	21,2	100,3 1,063	»
K _{1g—br}	3106—3104	73934,1 2084,9	188,4 3,9	85,4 1,4	5431,6 271,0	428,0 35,2	36607,7 1591,6		65,0	240,0	308,0	15,0	116,9 1,067	Внутри контура
K _{1br}	3105—3106	74505,6 2101,6	97,1 2,0	244,0 4,0	6028,8 300,8	592,9 48,7	39899,7 1734,7	888,2 22,7	100,0	275,9	240,0	7,7	122,3 1,078	Законтурная
K _{1a}	2896—2901	67041,0 1890,5	Следы	427,0 7,0	3838,1 191,5	510,7 42,0	37465,4 1628,9	1372,6 35,1	75,0	280,4	175,6	12,7	116,1 1,073	Внутри контура
K _{1al}	2870—2891	66533,2 1876,2	Следы	97,6 1,6	3438,9 171,6	663,4 54,5	37093,2 1612,7	1522,0 38,9	162,5	1139,3	255,4	3,4	109,3 1,066	Законтурная
K ₂	2464—2482	39312,0 1108,6	»	549,0 9,0	1111,0 55,4	288,9 23,7	23504,4 1021,9	644,0 16,4	75,0	508,3	154,3	28,2	65,4 1,038	»
<i>Расшеватское месторождение</i>														
K ₁	2919—2915	22365,0 630,0	115,2 2,4	683,2 11,2	580,0 29,0	109,8 9,0	13928,8 605,6		He опр.	64,7	85,2	11,2	37,8 1,025	Внутри контура
P _{3chd}	1197—1205	21882,2 617,0	113,8 2,4	248,4 4,0	627,3 31,3	200,4 16,5	13242,0 575,7		He опр		82,5	89,3	36,8 1,025	Законтурная

Продолжение табл. 32

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ г/см ³	Положение скважины
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻		
<i>Северо-Ставропольско-Пелагиадинское месторождение</i>													
P ₃ chd	746—741	19313,2	21,4	277,2	483,2	179,0	12103,7	Не опр.	80,0	32,0	32,9	»	
		558,7	0,4	4,5	24,4	14,7	526,2						1,020
<i>Майкопское месторождение</i>													
K ₁	2870—2854	23970,0	90,0	780,0	740,0	190,0	14840,0	Не опр.	12,7	Не обн.	40,6	Внутри контура	
K ₁	2825—2784	31200,0	2,0	12,8	37,3	8,2	645,3				1,029		
K ₁		880,0	70,0	780,0	1400,0	180,0	18510,0	30,3	Не опр.	13,3	52,1	Законтурная	
K ₁	2748—2732	8705,4	1,4	12,8	70,0	15,0	806,0				1,037		
		245,5	362,1	1297,6	113,5	17,3	6146,3	Не опр.	40,2	10,4	16,6	»	
			7,5	21,3	5,6	1,4	267,2				1,012		

Примечания 1. P₃chd — хадумский горизонт. 2. Тип вод гидрокарбонатно-натриевый на месторождениях Северо-Ставропольско-Пелагиадинское и Майкопское (K₁, 2748—2732 м), в остальных случаях — хлоридно-кальциевый.

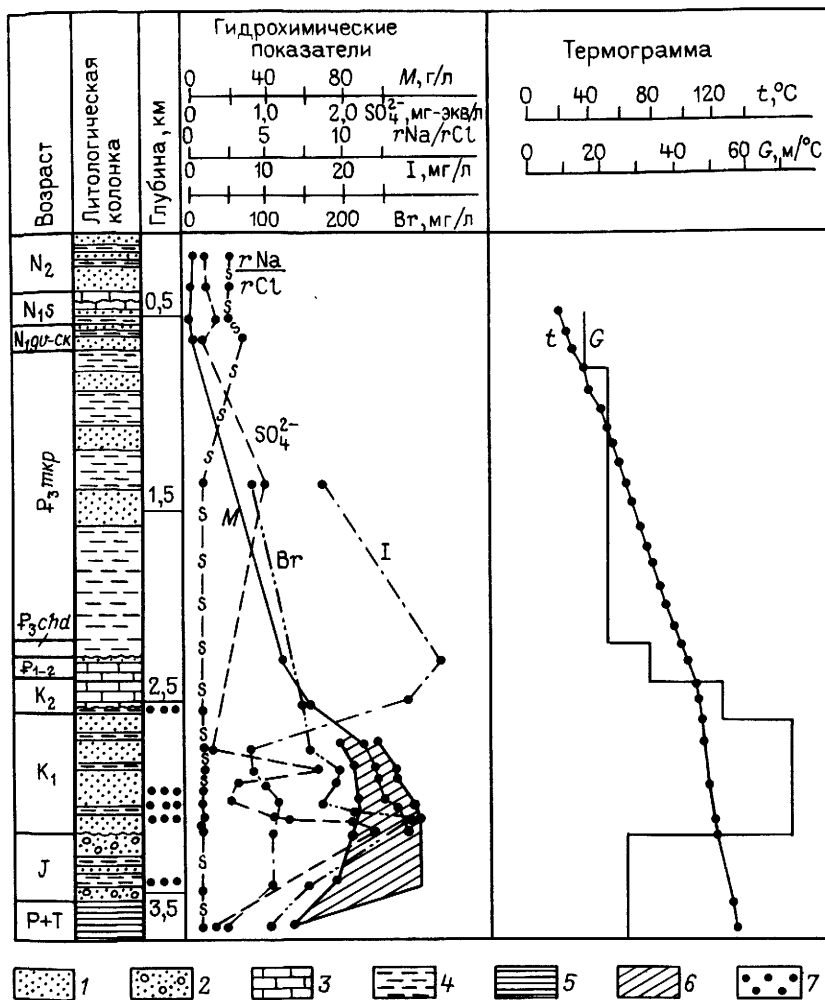


Рис. 60. Сводный гидрогеохимический разрез Величаевско-Колодезного месторождения (по А. М. Никанорову, М. В. Мирошникову, 1972 г.).
 1 — пески, песчаники, алевролиты; 2 — гравелиты, конгломераты; 3 — известняки и мергели; 4 — сулгинки, глины; 5 — аргиллиты; 6 — пределы изменения минерализации; 7 — нефть

rNa/rCl 0,93—0,98, тип вод хлоридно-кальциевый. Среднее содержание фенолов 7,2 мг/л, бензола 1,3 мг/л. В приконтурных водах минерализация заметно ниже, что обусловлено влиянием вод конденсационного генезиса. Фоновая газонасыщенность вод $2000 \text{ см}^3/\text{л}$, p_r/p_v 0,5—0,75. Газонасыщенность приконтурных вод достигает $2900 \text{ см}^3/\text{л}$, а коэффициент газонасыщенности возрастает до 1. В водорастворенных газах преобладает метан (64,4—93,3%), доля его гомологов 5,3—11%, содержание диоксида углерода 2,3—3,4% (см. табл. 33).

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Предкавказья

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина, м	Температура, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %									Общая упругость газа, МПа	Давление на				
						H	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ +в	N ₂ +редк.	He	Ar		глубине отбора, МПа	P _г /P _в			
<i>Карабулак-Ачалукское месторождение</i>																				
K ₂	2355—2321	2350	96	52,65	1172	0,4	0,9	90,78	2,9	0,84	0,28	3,9	0,032	0,034	9,7	24,3	0,40			
<i>Величаевско-Колодезное месторождение</i>																				
J ₁	3659—3663	3650	142	71,60	1284	He обн.	53,4	30,1	1,0	0,50	He обн.	15,0	He опр.	5,6	37,3	0,15				
J ₂	3160—3164	3150	127	111,15	1163	»	10,9	10,0	70,95	7,83	1,67	»	»	7,65	11,1	31,9	0,35			
K _{1g} —br	3180—3170	3165	126	99,45	1983	»	3,7	17,0	60,25	5,65	»	»	»	10,2	17,8	31,9	0,56			
K _{1br}	3102—3105	3080	126	117,0	2123	»	2,8	12,3	68,3	3,2	3,05	»	»	7,2	22,3	31,0	0,72			
K _{1a}	2888—2886	2870	120	93,6	1287	»	2,9	16,9	60,5	5,9	4,3	»	»	7,3	11,3	30,7	0,37			
K _{1al}	2840—2844	2830	118	93,6	1319	»	2,7	13,8	63,2	6,2	4,2	2,0	»	7,9	0,1098	0,3861	12,0	29,9	0,40	
<i>Расшеватское месторождение</i>																				
K ₁	2967—2954	2930	118	41,1	2431	0,31	2,32	64,38	3,89	4,66	0,87	3,33	He опр.	28,7	28,7	1,0				
K ₁	2775—2771	2740	117	41,97	2885	0,07	3,39	82,84	6,62	4,36	0,05	2,65	0,0471	He опр.	25,6	27,0	0,95			
K ₁	2870—2860	2825	120	40,95	3000	0,90	2,5	93,3	4,0	1,1	0,17	3,3	0,021	0,09	26,1	27,9	0,94			
<i>Северо-Ставропольско-Пелагиадинское месторождение</i>																				
P _{3 chd}	768—748	760	64	29,25	1120	He обн.	0,5	93,9	»	»	»	»	»	»	5,6	0,026	0,012	7,7	7,4	1,0
P _{3 chd}	645—640	600	55	23,4	1053	»	»	2,1	97,0	»	»	»	»	»	0,9	0,008	0,046	6,1	6,2	0,98
P _{3 chd}	735—723	725	59	29,25	1065	»	»	0,5	98,9	»	»	»	»	»	0,6	0,005	0,048	6,8	6,9	0,99
<i>Майкопское месторождение</i>																				
K ₁	2658—2634	2632	119	17,55	3292	He обн.	5,6	92,3	2,8	0,7	2,1	2,1	0,011	0,01	26,1	26,7	0,98			
K ₁	2878—2874	2850	118	23,4	3640	»	»	3,4	88,62	3,5	2,0	1,98	0,5	»	He опр.	34,5	29,9	1,0		

Примечания 1 P_{3 chd} — хадумский горизонт 2 Пробы отобраны пробоотборником ПД-3М

Воды хадумской залежи имеют минерализацию 30—37 г/л, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ 0,92—0,96. Характерно высокое содержание иода и брома. Воды предельно насыщены метаном (1355 см³/л).

Северо-Ставропольско-Пелагиадинское газовое месторождение, приуроченное к Ставропольскому своду, многопластовое, открыто в 1950 г. Основные запасы газа связаны с хадумскими алевролитами.

Воды хадумского горизонта имеют минерализацию 24—33 г/л, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ 0,94—0,96, характерно высокое содержание иода. Органические вещества (фенолы, бензол, толуол) в водах, как правило, отсутствуют. Газонасыщенность вод предельная — 928—1038 см³/л, состав газа — метановый (метана 93—98%). По мере удаления от залежи упругость газов возрастает до 8,5—8,7 МПа.

Майкопское газоконденсатное месторождение расположено на Адыгейском выступе. Месторождение многопластовое, открыто в 1958 г. Запасы газа связаны с нижнемеловыми терригенными коллекторами.

Минерализация вод месторождения изменяется от 17 до 52 г/л, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ 0,92—1,09, тип воды — хлоридно-кальциевый. Приконтурные воды предельно газонасыщены (3292—3640 см³/л). В газах преобладает метан (88—92%), доля его гомологов 4,2—7,5%, диоксида углерода 3,4—5,6%

Анастасиевско-Троицкое газоконденсатнонефтяное месторождение расположено в Индоло-Кубанском прогибе. Месторождение многопластовое, открыто в 1952 г. С киммерийским и понтическим горизонтами связаны залежи газа, с мэотическим — нефти.

Минерализация вод месторождения изменяется от 15 до 40 г/л, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ 0,87—1,08. Тип вод — хлоридно-кальциевый и гидрокарбонатно-натриевый. Гидрохимическая характеристика изменяется по площади месторождения: на северо-западной периклинали минерализация вод до 25 г/л, на юго-восточной — до 40 г/л. Вблизи диапиревого ядра зафиксированы воды гидрокарбонатно-натриевого типа с невысокой минерализацией (16 г/л). По мере удаления от ядра наблюдаются постепенное увеличение минерализации вод и переход их в хлоридно-кальциевый тип. Газонасыщенность вод 1930—2285 см³/л, коэффициент газонасыщенности 0,9—1. В составе газа преобладает метан (92—96%), доля диоксида углерода 4—7%.

II.5. ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКИЙ БАССЕЙН

Южно-Мангышлакский нефтегазоносный бассейн, расположенный в северо-западной части Туранской плиты, занимает площадь около 60 тыс. км². Границы его на севере, востоке и далее на юге проходят по крайней южной части Северо-Мангышлакско-Устьюртской системы поднятий, восточной центриклинали и южной части Ассакеауданского прогиба, южной части Жазгурлинского прогиба и крайней северной части Карабогазского свода, на западе граница погружается под воды Каспийского моря.

Изучением геологии и нефтегазоносности Южного Мангышлака занимались многие ученые, среди которых следует выделить С. Н. Алексичика, Б. Ф. Дьякова, М. Ф. Мирчинка, А. И. Летавина, В. А. Бененсона, Д. С. Оруджеву. Основной вклад в изучение нефтегазовой гидрогеологии этого региона внесли В. Н. Корценштейн, Е. А. Барс, Л. И. Морозов, Ю. А. Висковский, В. Б. Колпаков.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В разрезе бассейна выделяют фундамент, переходный комплекс и платформенный чехол.

Фундамент представлен породами гранитно-метаморфического комплекса — сланцами и филлитами, измененными до хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Эти отложения интенсивно дислоцированы (углы падения слоев до $45\text{--}50^\circ$) и прорваны интрузиями нижнепалеозойских гранитоидов. Возраст отложений условно определяют как верхний карбон — нижняя пермь.

Переходный комплекс сложен породами верхней перми (?) — триаса. Верхнепермские отложения (пестроцветная, терригенная толща) датируются условно, по положению в разрезе. Триасовая система представлена всеми тремя отделами, охарактеризованными фаунистически: нижний — преимущественно алевролитово-аргиллитовая толща мощностью до 2 км, средний — преимущественно карбонатные породы мощностью до 500—700 м, верхний — терригенная толща мощностью до 1 км. Как правило, верхнепермско-нижнетриасовые отложения дислоцированы более интенсивно, чем средневерхнетриасовые.

Платформенный чехол бассейна максимальной мощностью 3,5—4 км сложен породами юры — антропогена, в составе которых преобладают песчаники, пески, алевролиты и глины; встречаются и мощные, до нескольких сот метров, пачки карбонатных пород (верхняя юра, валанжин, верхний мел, нижний палеоцен, эоцен, верхний миоцен — нижний плиоцен). Отложения платформенного чехла характеризуются плащеобразным залеганием, осложненным пологими складками с углами падения слоев, не превышающими $3\text{--}4^\circ$. Исключение составляют структуры Каратауской мегантиклинали, выделенные Н. И. Андрусовым в качестве тектонотипоподобных форм, где углы падения юрских пород достигают $25\text{--}30^\circ$.

В Южно-Мангышлакском бассейне доказана промышленная нефтегазоносность коры выветривания фундамента, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений. Все известные месторождения нефти и газа приурочены к бортовым частям бассейна и связаны в Жетыбай-Узеньской тектонической ступени и Песчаномысско-Ракушечной зоной сводовых поднятий. Единственное месторождение в коре выветривания фундамента — Оймаша, открытое в 1981 г.

В триасовых отложениях открыто шесть месторождений нефти, газа и конденсата. В платформенном чехле, особенно юрской его части, сосредоточены основные запасы УВ и открыто 25 месторождений. В палеогене и неогене промышленные залежи УВ не обнаружены. Региональной покрывкой для юрских отложений служат карбонатно-глинистые породы верхнего отдела, там, где герметичность флюидопора нарушена разломами или размывом. Продуктивны и нижнемеловые отложения.

Основными водовмещающими толщами Южно-Мангышлакского бассейна являются отложения пермотриаса, средней юры, апта, альба, сеномана и палеоцена. Региональными покрывками служат верхнетриасовые и нижнеюрские глины, верхнеюрские глинисто-карбонатные отложения, апт-нижнеальбские глинистые образования, турон-датские глинисто-карбонатные породы (рис. 61).

Пермско-триасовые отложения в районе хребтов Каратаучик, Западный и Восточный Каратау содержат пресные инфильтрационные воды. С погружением пластов в сторону осевых частей прогибов минерализация подземных вод увеличивается. Так, на месторождении Южный Жетыбай в коллекторах оленекского яруса минерализация вод 29—48,4 г/л.

В районе Горного Мангышлака в юрских породах отмечаются пресные и слабоминерализованные инфильтрационные воды сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого типов. С погружением пластов на юг увеличивается минерализация вод, а по типу они становятся хлоридно-кальциевыми. Типичен химический состав вод в продуктивных отложениях юры на месторождениях Узень и Жетыбай.

Воды *меловых отложений* в районе Горного Мангышлака по генезису также инфильтрационные и по составу и минерализации идентичны водам пермотриаса и юры данного района. Во внутренних районах бассейна их минерализация увеличивается.

В целом в бассейне с глубиной увеличивается минерализация вод отложений пермотриаса, юры и мела. В пределах Жетыбай-Узеньской тектонической ступени воды юрских и пермско-триасовых пород хлоридно-кальциевого типа, их минерализация достигает 180 г/л, по генезису они элизионные. Воды меловых отложений здесь мало минерализованные, относятся к сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевому типам. Однако южнее Жетыбай-Узеньской ступени породы мела содержат высокоминерализованные воды (до 120 г/л), хлоридно-кальциевого типа.

В работах В. В. Ларичева (1980—1987 гг.) приводятся данные о наличии в пермско-триасовых отложениях центральной части Южно-Мангышлакского бассейна подземных вод с минерализацией 5—15 г/л, относящихся к гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевому типам.

В меловой водонапорной системе воды движутся на юг и юго-восток из области питания — района Горного Мангышлака в сторону Жетыбай-Узеньской ступени. В юрских отложениях снижение приведенных напоров происходит в направлении с юго-запада на северо-

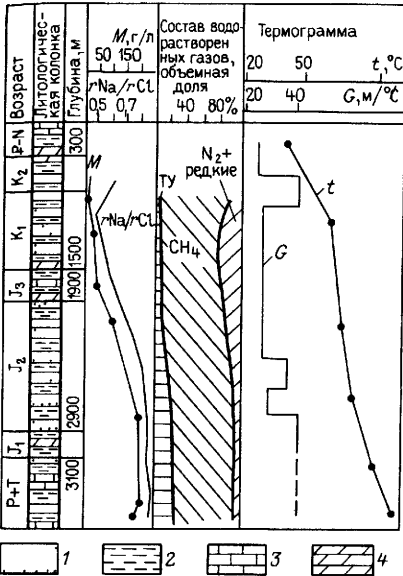
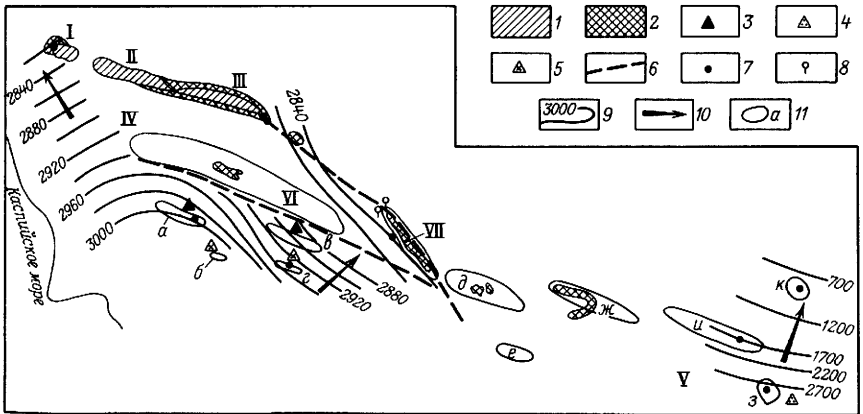


Рис 61 Сводный гидрогеологический разрез Южно-Мангышлакского бассейна
 1 — пески 2 — глины 3 — известняки 4 — мергели

Рис 62 Схематическая карта распределения приведенных напоров под земных вод среднеюрского гидрогеологического комплекса Южного Мангышлака (по Л. И. Морозову)
 Выходы отложений на дневную поверхность 1 — пермско триасовых 2 — среднеюрских залежи в юрских отложениях 3 — нефти 4 — газа, 5 — конденсата 6 — тектонические нарушения 7 — скважины вскрывшие подземные воды среднеюрского гидрогеологического комплекса 8 — родники в районах разгрузки подземных вод 9 — изолинии приведенных напоров 10 — направление движения подземных вод 11 — локальные структуры а — Жетыбай б — Тасбулат в — Узень г — Тенге д — Карашенская е — Саройская ж — Музбельская з — Шахпахты и — Хаскудук к — Кохбахты
 Геоструктурные элементы Хребты 1 — Каратаучик 2 — Западный Каратау 3 — Восточный Каратау 4 — Южно Мангышлакская зона прогибов 5 — Ассакеауданский прогиб 6 — Бекебашкудукский 7 — Тонашинский



восток от месторождений на Жетыбай-Узеньской степи в сторону открытых выходов пород в районе Горного Мангышлака (рис 62)

С глубиной растёт газонасыщенность подземных вод, которая на площади Жетыбай в пределах среднеюрской части разреза превышает $2000 \text{ см}^3/\text{л}$, и увеличивается содержание тяжелых УВ (до 19,75%) Рост давления насыщения с глубиной отстает от роста пластового давления Температура подземных вод с глубиной повышается и достигает 120°C в пределах юрской части разреза на глубине 3200 м (Жетыбай)

Наибольшее количество ВРОВ обнаружено в водах юрских отложений, мг/л: $S_{орг}$ 4, нафтеновых кислот 6, летучих фенолов 2,8, нелетучих фенолов 1,2, общего азота 0,4. Содержание бензола максимально на площади Тенге (9 мг/л).

Подземные воды месторождений Жетыбай и Узень

Гидрогеологические исследования на площадях Жетыбай и Узень проведены более чем в 300 скважинах на каждой площади. Рядом исследователей (В. Н. Корценштейн, В. В. Ягодин, В. Б. Колпаков, Е. А. Барс, Л. И. Морозов и др.) собраны и обработаны данные более тысячи химических анализов подземных вод из всех промышленно-нефтегазоносных пластов, а также многочисленные результаты определений водорастворенных газов, ВРОВ и других параметров (табл. 34—36).

Воды нижне- и среднеюрских отложений месторождений Жетыбай и Узень, вскрытые скважинами в интервалах глубин 1800—3100 м, с минерализацией 120—165 г/л относятся к хлоридно-кальциевому типу, отношения $(rCl - rNa)/rMg$ и rNa/rCl в среднем равны соответственно 3,6—5 и 0,72—0,76, содержание сульфатов не превышает 0,1 г/л. В водах содержится, мг/л: иода 7,2—13,6, брома 200—414, бора 20—68, аммония 60—155.

Минерализация вод верхнеюрских и неокомских отложений соответственно 20—60 и 20—40 г/л, относятся они ко всем четырем типам по В. А. Сулину. В подземных водах верхней юры и неокома содержится, мг/л: иода 1,62—3,24, брома 11,21—40,08 и аммония 10,5—22,5. По-видимому, это смешанные элизийные и инфильтрационные воды. Минерализация вод альб-сеноманских отложений 5—10 г/л, они относятся в основном к сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевому типам, по генезису инфильтрационные, содержат микрокомпоненты, мг/л: иода не более 6, брома 6, бора 10, аммония 0,7. На площади Узень в отдельных скважинах минерализация вод альб-сеномана увеличивается до 20 г/л, по типу они хлоридно-магниево- и хлоридно-кальциевые. Появление таких вод, по-видимому, связано с перетоками флюидов из юрских отложений.

Общая газонасыщенность подземных вод юрского гидрогеологического комплекса, по В. Н. Корценштейну, на площадях Жетыбай и Узень составляет в среднем соответственно 557—1948 и 319—1204 см³/л. Максимальное содержание тяжелых УВ отмечается на площади Жетыбай (16,3%). В разрезе обоих месторождений в интервале отложений юры — сеномана снизу вверх происходит увеличение доли метана и азота с одновременным уменьшением содержания тяжелых УВ и биогенного азота.

В водах мезозоя Южного Мангышлака обнаружены органический углерод, органический азот, фенолы, нафтеновые кислоты, бензол. Влияние нефтяной залежи фиксируется на расстоянии до 5 км. На площади Жетыбай в законтурных водах юрских отложений среднее содержание $S_{орг}$ 1,1 мг/л, а в пределах контура 1,8 мг/л, на площади

Таблица 34

Химический состав подземных вод месторождений Жетыбай и Узень

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ, г/см ³	Тип вод	Положение скважины	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻				
<i>Жетыбай</i>															
J ₂	2427—2423	90 400	50	200	11 300	1950	43 850	92,58	36,6	193,4	14,8	148,18	ХК	Внутри контура	
K _{1a}	1130—1136	2540	1,0	30	560	160	1900	Не опр.	14,2	20,4	1,62	1,103			
		9750	1850	210	410	720	6640					18,95			
K _{1al}	523—656	270	36	30	20	600	290	35,0	Не опр.	18,0	1,58	1,012	»	То же	
		2640	2100	90	370	90	25 800					7,79			
		70	43	10	18	7,0	110					1,01			
<i>Узень</i>															
J ₂	1402,5—1405	78 400	270	140	8300	330	40 800	68,4	44,5	131,0	2,0	128,37	ХК	Внутри контура	
K _{1g — br}	1015—1020	2200	5,0	2,0	410	29	1770	17,74	18,19	63,64	1,06	1,088			
		17 300	960	130	840	800	10 600					30,4			
K _{1al}	290—300	480	20	2,0	42	680	460	Не опр.	0,3			1,021	СН	За контуром	
		3500	2600	110	460	190	2440					8,86			
		990	54	2,0	23	15	110					1,01			

Таблица 35

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Узень и Жетыбай

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %					Общая упругость газа, МПа
					CO ₂	CH ₄ + C ₂ H ₆ + C ₃ H ₈	N ₂	Ar	He	
<i>Узень</i>										
J ₂	1460—1427	67	130	319	0,3	74,6	25,1	0,234	0,091	37,0
K _{1g-br}	970—965	49	10—12	550	1,3	87,9	5,9	0,038	0,030	93,3
K _{1al}	280—270	22	10	179	0,8	70,7	28,5	0,237	0,07	0,81
<i>Жетыбай</i>										
J ₂	2651—2647	106	140	179	0,6	88,1	11,3	0,038	0,054	21,18

Таблица 36

Содержание ВРОВ в подземных водах среднеюрских отложений месторождений Жетыбай и Узень (в хлороформном экстракте)

Интервал перфорации, м	Содержание, мг/л									Положение скважины
	С _{орг}	N _{общ}	N _{под}	N _{уст}	O _{вод}	O _{перм}	Нафтеновые кислоты	Фенолы		
								нелетучие	летучие	
<i>Жетыбай</i>										
2535—2550	0,85	0,220	0,137	0,083	15,05	0,80	2,7	0,29	0,40	За пределами залежей нефти и газа
2408—2411	1,2	0,156	0,027	0,129	3,84	1,4	3,2	0,62	0,78	
<i>Узень</i>										
1565—1581	3,7	0,141	0,052	0,089	12,01	3,6	1,4	0,23	0,95	То же

Примечание: N_{общ} — общий, N_{под} — подвижный, N_{уст} — устойчивый

Узень — соответственно 0,6 и 1,6 мг/л. Проводились также единичные определения бензола, его максимальное содержание отмечено на структуре Тенге — 9 мг/л.

II. 2.6. ЮЖНО-КАСПИЙСКИЙ БАССЕЙН

Южно-Каспийский нефтегазоносный бассейн общей площадью более 200 тыс. км² приурочен к крупному межгорному прогибу в системе альпийской складчатости на юге СССР и протягивается в субширотном направлении от Дзирульского массива на западе до отрогов Ко-

петдагского мегантиклинория на востоке. Бассейн ограничивается с севера складчатыми сооружениями Большого Кавказа, Кубадага и Большого Балхана, с юга — Малым Кавказом и Эльбурсом. Северную границу морской части территории проводят по глубинному разлому.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Южно-Каспийский бассейн состоит из двух крупных тектонических элементов: Южно-Каспийской впадины и Куринского межгорного прогиба.

Южно-Каспийская впадина представляет собой область глубокого прогибания и накопления мощной толщи молассовой формации кайнозоя, где поверхность фундамента залегает на глубинах 16—22 км. Мощность плиоцен-четвертичного комплекса отложений в центральной части впадины превышает 10 км. Для внутренней части впадины характерны крупные пологие, дислоцированные структуры различной ориентировки, для бортовых частей — линейные складки с большим числом разрывных нарушений. В пределах прибортовой части впадины выделяют ряд крупных структурных элементов: Артемо-Келькорский прогиб, Северо-Апшеронская и Апшероно-Прибалханская зоны поднятий, Шахманский прогиб, Гограньдаг-Окаремская зона поднятий, Апшероно-Кобыстанский и Нижнекуринский прогибы, зона поднятий Апшеронского архипелага. Куринский межгорный прогиб выполнен мощными (7—8 км) молассовыми отложениями кайнозоя. Мезозойские отложения в основном состоят из вулканогенной и карбонатной фаций.

Азербайджан и Западная Туркмения — старейшие нефтяные районы страны. Здесь еще в древности добывали колодезную нефть, а первые скважины на п-ове Челекен и на месторождении Балаханы — Сабунчи — Раманы и других появились в конце прошлого века.

Основной нефтегазоносный комплекс Южно-Каспийской впадины и сопредельных областей — отложения среднего плиоцена — так называемая продуктивная толща (ПТ) на западном борту впадины, или красноцветной — на восточном. Продуктивная толща мощностью до 4 км (красноцветная толща до 3 км) представлена чередованием песков, песчаников, алевроитов и глин. Промышленная нефтегазоносность связана также с отложениями верхнего плиоцена. На многих площадях восточного борта впадины (Небитдаг, Кумдаг, Котуртепе и др.) к этим породам приурочены основные эксплуатационные объекты. Большой интерес с точки зрения нефтегазоносности представляют отложения эоцена, олигоцена, миоцена и верхнего мела (месторождения Кировобадского, Мурадханлинского районов, междуречье Куры и Иори и др.).

В гидрогеологическом отношении Южно-Каспийский бассейн изучен слабо и неравномерно. Огромный гидрогеологический бассейн, наложенный на различные по ориентировке, возрасту и проис-

хождению крупные геоструктурные элементы, представляет собой сложную гидродинамическую систему с неравномерным распределением зон создания напоров и разгрузки подземных вод. Сложен он в основном кайнозойскими водоносными комплексами, для которых мезозойские отложения в определенной степени играют роль складчатого основания.

В пределах Южно-Каспийского бассейна выделяют ряд гидрогеологических суббассейнов. Наиболее изучены из них Апшероно-Кобыстанский, состоящий из нескольких неоднородных в гидрогеологическом отношении прогибов, Среднекуринский, Нижнекуринский, Западно-Туркменский суббассейны и водонапорная система Бакинского архипелага.

В верхней изученной бурением части разреза бассейна выделяют два нефтегазоводоносных этажа — плиоценовый и палеоген-миоценовый.

Плиоценовый гидрогеологический этаж состоит из двух мощных водоносных комплексов — среднеплиоценового и апшеронского. Разделяют их породы акчагыльского яруса и нижнего подъяруса апшерона, представленные мощной (400—500 м) толщей глинистых пород.

На западном борту Южно-Каспийской впадины напоры вод I горизонта ПТ в среднем составляют 400—500 м. Более высокие напоры были отмечены на присводовых и сводовых нарушенных участках многих складок. Почти на всех площадях четко обособляются присводовые зоны, ограниченные экранирующими разрывами. Следовательно, по разные стороны от присводовых разрывов сложились различные гидродинамические условия. То же самое установлено и по отношению ко многим поперечным разрывам, в частности региональным. Указанное обстоятельство, безусловно, оказывает существенное влияние на динамику пластовых флюидов плиоценовых отложений.

Пьезометрическая поверхность красноцветной толщи восточного борта впадины характеризуется региональным снижением напоров среднеплиоценового водоносного комплекса от центральной части к периферии впадины. Отметки пьезометрической поверхности понижаются от 2000 до 200 м. На многих локальных площадях установлены пьезоминимумы (Челекен, Котуртепе, Монжуклы, Эрдекли, Гограньдаг и др.) и пьезомаксимумы (Куйджик, Боядаг, Окарем, Кеймир), свидетельствующие об активной вертикальной миграции флюидов.

В пределах бассейна антиклинальные структуры осложнены многочисленными поперечными и продольными разрывами, водоносные комплексы претерпевают фациальные изменения. В подобных условиях значительное по масштабам латеральное движение вод как от внутренних областей Южно-Каспийской впадины, так и от обрамляющих горных сооружений вряд ли возможно. Восстановление ресурсов подземных вод и формирование АВПД, по всей вероятности, происходит вследствие уплотнения осадков, горного давления, имеющего максимальную величину в более погруженных зонах, и тектонических напряжений, проявляющихся наиболее активно в приподнятых зонах впадин. Эти процессы способствуют, с одной стороны, выжиманию флюидов из слабопроницаемых отложений в песчаные пласты, а с другой — гид-

равлическому сообщению между собой водоносных комплексов по трещинам разрывов. Следовательно, движение подземных вод происходит как вверх по зонам разрывов, так и в горизонтальном направлении на небольшое расстояние от разрывных нарушений. На более погруженных тектонических ступенях подземный поток характеризуется весьма замедленным движением, направленным к подводящим разрывам и каналам грязевых вулканов.

Воды плиоценового комплекса западного борта Южно-Каспийской впадины преимущественно высокосолёные. Их минерализация меняется от 10—15 до 200 г/л в продуктивной толще Куринской впадины, по составу они хлоридно-кальциевого типа. Состав водорастворенных газов ряда месторождений западного борта впадины, по данным Л. М. Зорькина и Д. С. Писарева, преимущественно метановый. Отмечаются общее нарастание доли метана (от 87 до 97%), уменьшение содержания азота (от 9,5 до 0,13%) и тяжёлых УВ (от 4—5 до 0,4—1,8%) в направлении погружения складчатых структур. С глубиной газонасыщенность вод увеличивается. Высокая газонасыщенность вод отложений ПТ свидетельствует об интенсивности процессов генерации углеводородных газов в недрах впадины.

Изучение водоносности вскрытой части разреза плиоценовых отложений западного борта Южно-Каспийской впадины даёт основание считать, что благоприятными коллекторскими свойствами обладают породы среднего подъяруса апшерона и ПТ. Содержащиеся в них воды относятся к напорным, переливающим. В сторону воздымания пластов пористость и проницаемость песчано-алевроитовых пород и их водообильность заметно увеличиваются. Зоны с высокими дебитами скважин (более 500 м³/сут) на всех площадях прилегают к участкам наибольшей дислоцированности водоносных горизонтов.

Воды плиоценовых отложений восточного борта Южно-Каспийской впадины делят на две группы. Первая группа включает воды с минерализацией до 100 г/л, натрий-хлорный коэффициент которых закономерно уменьшается с ростом минерализации подземных вод от 1,2—1 до 0,85—0,7. Эти воды представлены всеми гидрохимическими типами и имеют относительно повышенное содержание сульфат- и гидрокарбонат-иона. Вторая группа вод представлена рассолами с минерализацией 100—250 г/л и более исключительно хлоридно-кальциевого типа, с относительно постоянным натрий-хлорным коэффициентом (0,85—0,7) независимо от минерализации вод.

Водорастворенные газы восточного борта впадины изучены только в пределах Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий и характеризуются преимущественно метановым составом (метана 71—97%), концентрация тяжёлых УВ редко достигает нескольких процентов (до 3,8%), а содержание азота не превышает 24,2%. Газонасыщенность подземных вод меняется от 73,2 до 1794,7 см³/л, в пределах нефтегазоносных структур она сравнительно повышена (122—1794 см³/л), а на погруженных крыльях складок и в прогибах ничтожно мала (73,2—83,8 см³/л). Такая же закономерность свойственна и коэффициенту газонасыщен-

ности: в пределах залежей он равен 0,14—0,82, а в окаймляющих их прогибах 0,03—0,08.

В пределах восточного борта впадины наибольшей водообильностью обладают отложения красноцветной толщи (1000—3000 м³/сут). Акчагыльские породы характеризуются слабой водообильностью, дебиты переливающихся скважин не превышали 10—25 м³/сут, в апшеронских слоях были вскрыты воды с дебитами скважин 50—200 м³/сут.

Региональная гидрокимическая зональность в плиоценовых отложениях выражается в росте минерализации вод от отрогов Западного Копетдага и Эльбурса в сторону максимального прогибания впадины (Кызылкумский прогиб, акватория Каспийского моря) от 100 до 250 г/л. По разрезу плиоценовые отложения характеризуются развитием крепких и весьма крепких рассолов (до 290 г/л), и только в нижней части красноцветной толщи намечается переход к слабым рассолам. Прибалханская и Гограньдаг-Окаремская зоны поднятий фиксируются цепочкой аномалий менее минерализованных вод (10—50 г/л) в сводовых, тектонически разбитых частях складок. По мнению В. В. Колодия, воды малой минерализации представляют собой смесь пластовых вод с конденсационной водой, выделившейся из газоконденсатных смесей при изменении давления и температуры в процессе движения флюидов снизу вверх по зонам разломов.

Из ВРОВ наиболее изучены нефтеновые кислоты, концентрация которых в водах плиоценовых отложений изменяется от нуля до 1600 мг/л. Максимальной концентрацией (1200—1600 мг/л) характеризуются воды нефтегазоносных пластов, минимальной — воды нефтегазоносных площадей (35—54 мг/л). Органический углерод в подземных водах обнаружен в концентрации от 5 до 1340 мг/л. Отмечаются повышенное его содержание в гидрокарбонатно-натриевых водах нефтегазоносных площадей Прибалханской и Гограньдаг-Окаремской зон поднятий и сравнительно небольшая концентрация (0—14 мг/л) в хлоридно-кальциевых рассолах акчагыльского яруса и красноцветной толщи. Биогенный азот в исследуемых водах был обнаружен в незначительном количестве (до 0,4 мг/л), за исключением вод грязевых вулканов, где содержание его достигает 5—7 мг/л. В водах определялось также содержание фенолов и бензола, соответственно 0—3,4 и 0—1,26 мг/л.

Анализ температурных условий нефтегазоносных площадей западного борта Южно-Каспийской впадины показал, что одни и те же глубины часто характеризуются разной температурой (рис. 63), что обусловлено неравномерным прогревом пород глубинными термальными водами, поступающими по зонам разрывов.

На восточном борту впадины на срезях 1000, 2000, 3000 м наименьшая температура отмечается в пределах Кызылкумского прогиба, а максимальная — на отдельных антиклинальных складках Прибалханской и Гограньдаг-Окаремской зон поднятий. Локальные термоаномалии отдельных структур могут быть обусловлены различными причинами. Высококонтрастные термоаномалии в верхних частях разреза, сопро-

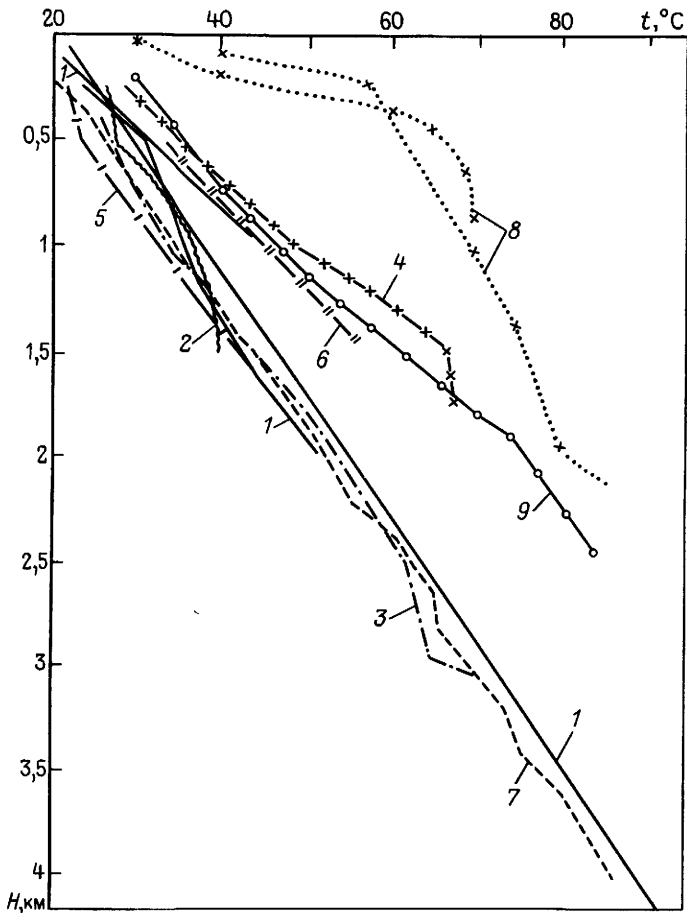


Рис 63. Геотермограммы скважин Южно-Каспийского бассейна. Площадь (номера скважин) 1 — Кюровдаг (99, 54), 2 — Мишовдаг (125, 147), 3 — Карабаглы (133, 140), 4 — Нефтечала (287), 5 — Бабазанан (36, 40), 6 — Хиллы (41), 7 — Дуваный (41, 52), 8 — Челекен, 9 — Небитдаг

вождаемые гидродинамическими аномалиями, обусловлены внедрением термальных вод по разрывным нарушениям (площади Челекен, Боядаг, Небитдаг). Контрастность этих аномалий исчезает на глубинах, превышающих 2000 м. Термоаномалии на структурах, где отсутствуют следы внедрения высокотемпературных вод, обусловлены приподнятым залеганием мезозойских отложений с повышенной теплопроводностью и малой мощностью или полным отсутствием палеоген-миоценовой глинистой толщи, являющейся тепловым барьером (площади Сыртланли, Акмая, Кумдаг, Куйджик и др.). По данным Т. Аширова и Н. Мамие-сенова, температурные аномалии приурочены к нефтегазоносным пло-

щадям, а амплитуда аномалий тесно связана с величиной их первоначальных запасов УВ (площади Когуртене, Кумдаг, Окарем, Килликум).

Основные сведения о составе вод *доплиоценовых отложений* сводятся к данным поисково-разведочных скважин в прибортовых зонах впадины (Евлах-Акджабединский прогиб, Аладаг-Мессерианская и Прибалханская зоны поднятий и др.).

Воды *меловых отложений, майкопской серии и тортонского яруса* западного борта Южно-Каспийской впадины низкоминерализованные гидрокарбонатно-натриевого типа. Высокую минерализацию они имеют в более погруженных частях Кюрдамир-Саатлинской зоны поднятий, обращенных в Евлах-Акджабединскому прогибу, и в контактовой зоне Куринской впадины и малого Кавказа. Эоценовые отложения содержат слабоминерализованные воды хлоридно-кальциевого типа. Воды меловых отложений восточного борта бассейна представлены всеми гидрохимическими типами: от мало минерализованных (10—25 г/л) вод гидрокарбонатно-натриевого типа в верхнемеловых отложениях до хлоридно-кальциевых крепких рассолов (143—156 г/л) в мальм-неокомском водоносном комплексе.

Подземные воды месторождений

Нефтяное Кюровдагское месторождение расположено в антиклинальной зоне Падар-Нефтечала Нижнекуринской впадины. Длина структуры по отложениям ПТ около 20 км, ширина 5—6 км. Складка асимметрична: юго-западное крыло более крутое (40—50°). Складка осложнена системой продольных и поперечных разрывов, наиболее крупные из них — два региональных продольных разрыва, проходящих по осевой зоне структуры. Полоса, расположенная между этими разрывами, состоит из множества мелких тектонических блоков, осложнена грязевыми вулканами, грифонами и сальзами. Амплитуда смещения пород по поперечным и радиальным нарушениям изменяется от 80 до 400 м.

Промышленная нефтегазоносность связана с горизонтами I—VI продуктивной толщи, породами среднего апшерона и отдельными объектами акчагыльского яруса. Из вскрытых более глубоких горизонтов нефтенасыщенными оказались горизонты VII, VIII, IX, X.

Воды верхне- и среднеапшеронских отложений хлоридно-кальциевые. В породах низов среднего и нижнего апшерона распространены воды сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого типов, приуроченные к нарушенным зонам складки. Общая минерализация вод апшеронского яруса изменяется от 23 до 52 г/л.

По водам плиоценовых отложений в пределах месторождения выделяют четыре гидрохимические зоны (табл. 37).

Первая зона занимает центральное поле юго-западного крыла структуры и характеризуется наибольшим постоянством ионно-солевого состава, общей минерализацией 20—25 г/л. Во второй, присводовой,

Таблица 37

Пределы изменения солевого состава вод (мг-экв/л) горизонта I продуктивной толщи месторождения Кюровдаг

Показатели	Гидрохимические зоны			
	I	II	III	IV
Na ⁺ + K ⁺	255,7—389,2	283,1—349,6	364,8—890,6	88,9—183,8
Ca ²⁺	11,0—92,0	11,0—36,4	5,0—156,2	5,0—19,2
Mg ²⁺	0—2,0	0—28,8	0—5,14	0—21,1
Cl ⁻	380,0—420,0	308,8—389,2	224,0—994,9	90,0—192,1
SO ₄ ²⁻	0,3—10,0	0—2,8	0,6—4,9	0,3—31,3
CO ₃ ²⁻ + HCO ₃ ⁻	2,0—25,0	1,0—19,8	1,6—5,4	0,4—4,2
Сумма анионов и катионов	799,4—860,0	624,0—785,4	1128,0—2011,0	214,0—384,0
rNa/rCl	0,80—0,87	0,90—0,98	0,75—0,87	1,01—1,15
$\frac{rNa-rCl}{rSO_4}$	—	—	—	1,01—1,40
$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	1,24	1,33	2,30—13,00	0,50
rSO ₄ /rCl	0,0104	0,0238	0,0001—0,0800	0,0008—0,250
rCa/rMg	0,12—10,06	0,43	0,01—4,17	0,120—8,580

зоне пластовые воды при минерализации 15—25 г/л выделяются повышенным содержанием бикарбонатов и отсутствием сульфатов. Третья зона охватывает северо-западную погруженную часть складки. Здесь наблюдается резкая дифференциация солевого состава, минерализация вод достигает 75 г/л. Воды характеризуются пониженной величиной rNa/rCl (0,75—0,87), и rCa/rMg (0,01—4,17), что, по всей вероятности, связано с их застойным характером. Четвертая зона приурочена к северо-западному продолжению приосевой части складки. Здесь распространены всевозможные типы вод с низкой минерализацией (12 г/л), высокой сульфатностью, повышенной температурой и низким содержанием или отсутствием микроэлементов. Эти воды, по-видимому, поступают из более глубоких водоносных комплексов, на что указывают высокие аномальные напоры и температура вод, а также наличие грязевых вулканов и многочисленных грифонов.

Месторождение нефти и иодо-бромных вод Хиллы представляет собой брахиантиклинальную складку асимметричного строения Падар-Нефтечалинской складчатой зоны. Длина складки по отложениям среднего апшерона 10—11 км, ширина 5 км. Структура пересекается тремя продольными разрывами. Амплитуда смещения пород по восточному разрыву в сводовой части складки 300—350 м, а к переклиналям достигает 800—960 м. Западный и центральный разрывы носят региональный характер и уходят далеко за пределы складки. С западным разрывом связаны грязевые вулканы Дуздаг, Татармехтинский и ряд мелких действующих грифонов. Северо-восточное и юго-западное крылья складки осложнены радиальными разрывами, северо-западная

периклиналь пересекается глубоким поперечным разрывом с амплитудой до 500 м.

Промышленные притоки нефти из плиоценовых отложений связаны с северо-западным тектоническим блоком VI.

По химическому составу воды среднего апшерона относятся к хлоридно-кальциевому типу. Общая минерализация их (средняя 55—70 г/л) возрастает в направлении погружения шарнира складки. Минерализация вод в нижнем апшероне достигает 140 г/л.

Воды отложений ПТ северо-восточного крыла складки имеют высокую минерализацию (по семи верхним горизонтам она меняется от 150 до 200 г/л). Величины rNa/rCl , rCa/rMg , Cl/Br соответственно изменяются в пределах 0,70—0,84, 2,5—3,2 и 307—376. Этим водам свойственно высокое содержание иода и брома.

Воды горизонтов ПТ с I по XIII, опробованные в скважинах разных тектонических блоков присводовой части юго-западного крыла структуры, повсеместно представлены хлоридно-кальциевым типом с минерализацией 20—70 г/л (горизонты I—VI). Менее минерализованные воды распространены на участках пересечения продольного разрыва с радиальными. С глубиной в отложениях ПТ общая минерализация вод уменьшается.

Нефтечалинское месторождение нефти и иодобромных вод представляет собой брахиантиклиналь длиной 12 км и шириной 4,5 км по отложениям среднего апшерона. Складка сильно перебита тектоническими разрывами, локализующимися часто в слоях апшеронского яруса. Среди них отчетливо прослеживаются два крупных продольных разрыва, амплитуда смещения которых по кровле ПТ изменяется от 200 до 420 м. С западным разрывом связаны грязевые сопки Двойная, Нефтечала и Кичик-Пильпиля и все естественные выходы нефти, газа и подземных вод. Нефтегазоносность установлена в отложениях среднего апшерона и ПТ (горизонты IV, V).

Подземные воды месторождения двух основных типов. хлоридно-кальциевого (распространены повсеместно в древнекаспийских, средне-апшеронских отложениях, в ПТ) и гидрокарбонатно-натриевого (локализуются к востоку от грязевого вулкана Кичик-Пильпиля) Эти воды характеризуют глубины 1000—2500 м, где залегают горизонты ПТ V—XIV. Единичные данные свидетельствуют о наличии в нижних горизонтах ПТ вод хлоридно-магниевого и сульфатно-натриевого типов.

Воды апшеронского яруса с высоким содержанием микроэлементов имеют резко меняющуюся минерализацию — от 37 до 122 г/л, возрастающую в сторону погружения слоев, минерализация вод древнекаспийских отложений 25—35 г/л.

Месторождение Сангачалы-море — Дуванный-море — о-в Булла расположено на морском продолжении антиклинальной зоны Шок-ихан — Кянизадаг — о-в Булла. Общая длина складок 24—25 км, ширина по отложениям горизонта VIIк 2—3,5 км. Эти структуры тесно связаны между собой и отделяются друг от друга небольшими пережимами. Складки асимметричны, с крутыми северо-восточными крыль-

ями (35—40° по горизонту VIIк). В своде складок Сангачалы-море, Дуваннй-море широкой полосой обнажаются размытые до 700—750 м отложения ПТ. В строении складок важную роль играет продольный разрыв с амплитудой 200—300 м, трассирующийся по многочисленным грязевым вулканам. Вдоль присводовой части структуры Сангачалы-море отмечается наличие еще одного продольного нарушения с амплитудой 150—200 м, которая с глубиной возрастает. Структуры осложнены также рядом радиальных разрывов, амплитудами, нередко достигающими 500 м.

Залежи нефти, газа и конденсата на этих площадях связаны с коллекторами горизонтов VIIк, редко Vк северо-восточных крыльев складок.

Минерализация пластовых вод ПТ на площадях Бакинского архипелага изменяется от 370 до 4600 мг-экв/л. Максимальная величина ее установлена на площади Кянизадаг, минимальная — на месторождениях Дуваннй-море и о-в Булла. В этом же направлении происходит смена хлоридно-кальциевых вод гидрокарбонатно-натриевыми (рис. 64). В верхней части разреза, включая и горизонт Vк, преобладают хлоридно-кальциевые воды, горизонт VIIк характеризуется в основном водами гидрокарбонатно-натриевого типа. Минерализация хлоридно-кальциевых вод этой части разреза меняется от 450 до 1770 мг-экв/л, rNa/rCl от 0,77 до 0,96, для гидрокарбонатно-натриевых вод этот коэффициент достигает 1,5.

Приведенные давления изменяются от 1023 до 863 м. Минимальные напоры отмечаются вблизи присводовых зон, на погружениях крыльев складок напор вод горизонтов увеличивается.

Дебиты вод горизонта VIIк колеблются в широких пределах — от нескольких кубических метров до 1700 м³/сут. Высокие дебиты имеют скважины, расположенные вдоль дугообразного присводового продольного разрыва, к которому приурочены зоны с высокой температурой. Дебиты скважин, пробуренных на юго-западных крыльях складок, составляют сотни кубических метров в сутки, однако они не всегда устойчивы.

Ленинское нефтегазовое месторождение приурочено к брахиантиклинальной складке Котуртепе, расположенной в Прибалханской зоне поднятий. Складка, вытянутая почти в широтном направлении, асимметричная, с крутым северным и более пологим южным крыльями, имеет размеры (30—35) × (15—20) км. Углы падения по кровле красноцветной толщи на северном крыле составляют 10—28°, на южном 6—13°.

Складка раздроблена разрывными нарушениями на блоки, образующие участки Западного, Центрального (сводового) и Восточного Котуртепе.

Промышленная нефтегазоносность связана с отложениями апшеронского, акчагыльского ярусов и красноцветной толщи.

Воды отложений апшеронского яруса преимущественно хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 29—90 г/л, коэффициентом $rNa/$

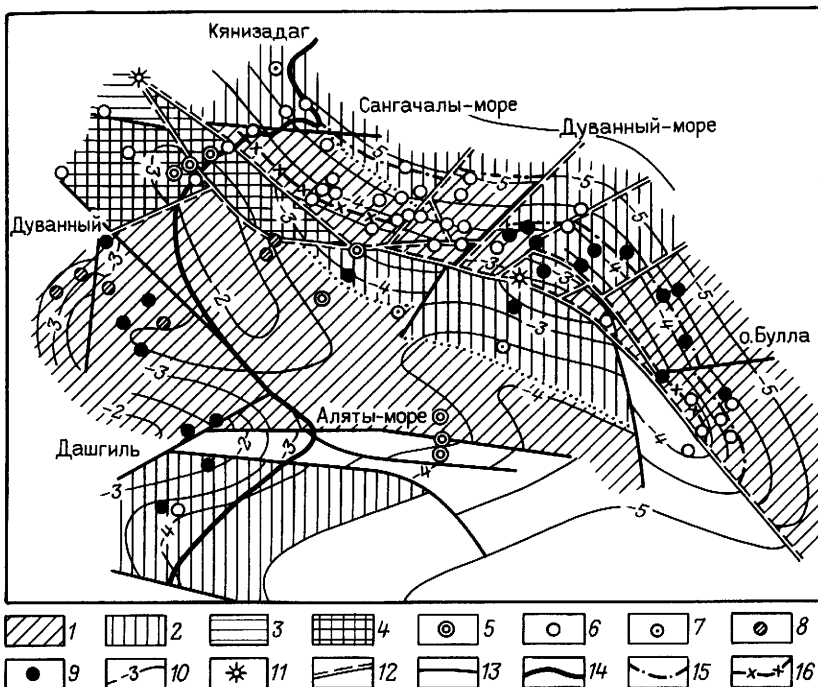


Рис 64 Гидрохимическая схема горизонта VIIк продуктивной толщи Бакинского архипелага.

Гидрохимические зоны с минерализацией вод, мг-экв/л 1 — <600, 2 — 600—800, 3 — 800—1000, 4 — >1000, 5 — разведочные скважины, типы вод, полученных из разведочных и эксплуатационных скважин, 6 — хлоридно-кальциевый, 7 — хлоридно магневый, 8 — сульфатно натриевый, 9 — гидроробонатно-натриевый, 10 — изогипсы по кровле горизонта, VIIк, км, 11 — грязевые вулканы, 12, 13 — тектонические разрывы соответственно с указанием и без указания направления падения плоскости сбрасывателя, 14 — береговая линия Каспийского моря, 15 — ВНК, 16 — ГНК

rCl 0,76—0,83, бессульфатные, с содержанием, мг/л: иода до 33, брома до 175 и бора до 54.

Воды ачкагайльских образований также хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 31—98 г/л, rNa/rCl 0,79—0,89, отсутствием или небольшим содержанием сульфатов, с концентрацией, мг/л: иода 25—34, брома 80—220, бора 56—132.

Воды красноцветной толщи имеют различную гидрохимическую характеристику, изменяющуюся как по площади структуры, так и по разрезу. Воды верхней части толщи Западного и Центрального Котуртепе — хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией 70—129 г/л, rNa/rCl 0,77—0,8, бессульфатные или слабосульфатные, с концентрацией иода, брома и бора соответственно 23—28, 102—295 и 28—77 мг/л. На Восточном Котуртепе встречаются рассолы хлоридно-кальциевого типа с меньшей минерализацией (32—71 г/л), rNa/rCl 0,61—0,90, содержание иода, брома и бора соответственно до 29, до 280 и до 131 мг/л

В низах разреза красноцветных отложений получены сравнительно мало минерализованные (12—22 г/л) воды гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевого и хлоридно-кальциевого типов, r_{Na}/r_{Cl} 0,96—1,09, бессульфатные или слабосульфатные, с содержанием иода, брома и бора соответственно до 30, 116 и 128 мг/л.

Водорастворенное ОВ продуктивных горизонтов Ленинского месторождения определено только в водах хлоридно-кальциевого и хлоридно-магниевого типов. Концентрация $C_{орг}$ варьирует в пределах 1,4—6,1 мг/л, минимальная концентрация обнаружена в водах красноцветной толщи Восточного Котуртепе (1,6—2,8 мг/л), максимальная (4,3—6,1 мг/л) — в водах тех же отложений Западного Котуртепе. Содержание в водах $N_{орг}$ равно 0—0,39 мг/л. Концентрация нафтеновых кислот 8,6—16,8 мг/л, характерно максимальное их содержание в водах красноцветной толщи (9,8—16,8 мг/л) и апшеронских отложений (9,8—14,6 мг/л) Восточного Котуртепе. Концентрация гуминовых кислот незначительна — 0—0,6 мг/л, максимальное содержание — в водах Восточного Котуртепе (0,12—0,6 мг/л). Фенолы в водах хлоридно-кальциевого и хлоридно-магниевого типов отсутствуют или обнаружены в малой концентрации (до 1,42 мг/л) без каких-либо видимых закономерностей изменения их содержания.

Водообильность верхнеплиоценовых отложений и красноцветной толщи вследствие низких коллекторских свойств проницаемых горизонтов невелика и растет вниз по разрезу от 0,72—103 м³/сут в апшеронском и акчагыльском ярусах до 150—400 м³/сут в красноцветной толще.

Окаремское газонефтяное месторождение приурочено к северной части крупного валообразного Кеймир-Окаремского меридионального поднятия. Структура представляет собой вытянутую брахиантиклиналь, сводовая часть которой (к ней приурочено Окаремское месторождение) имеет размеры 7,5×5 км и разбита разломами субмеридианально направлением. Изученный бурением разрез представлен песчано-глинистыми отложениями красноцветной толщи, акчагыльского, апшеронского ярусов и четвертичного возраста.

Промышленная нефтегазоносность установлена в 1958 г. Здесь выделяют 200-метровую пачку чередующихся песков и глин, разделенную на шесть горизонтов: НК₁, НК_{1а}, НК₂, НК₃, НК₄, НК₅. Из них только горизонт НК₃ содержит пластовую сводовую, нефтяную залежь, к другим горизонтам приурочены газоконденсатные скопления.

Воды бакинских отложений хлоридно-кальциевые с минерализацией 32—104 г/л, r_{Na}/r_{Cl} 0,7—0,74, практически бессульфатные, с содержанием иода, брома и бора соответственно 24—33, 85—117 и 5—14 мг/л.

В верхнеплиоценовых отложениях заключены хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией 99—278 г/л, r_{Na}/r_{Cl} 0,72—0,81, практически бессульфатные, с концентрацией иода, брома и бора соответственно 5—36, 316—844 и 17—66 мг/л.

Воды верхней части красноцветной толщи относятся к хлорид-

но-кальциевому типу, с минерализацией 41—293 г/л, $r_{Na/rCl}$ 0,75—0,98, почти не содержат сульфатов, концентрация иода, брома и бора соответственно 12—32, 122—604 и 10—64 мг/л.

В нижней части красноцветной толщи залегают воды преимущественно хлоридно-кальциевого типа, но отдельными скважинами вскрыты воды сульфатно-натриевого и хлоридно-магниевого типов. Минерализация и концентрация микроэлементов варьируют в значительных пределах: минерализация 25—106 мг/л, иод 15—76, бром 26—366, бор 8—173 мг/л, $r_{Na/rCl}$ изменяется от 0,85 до 0,97. Отличительной чертой нижней части красноцветной толщи является наличие вод с относительно повышенной сульфатностью (до 1,32%-экв). В пределах месторождения четко намечается уменьшение минерализации вод к сводовой, тектонически нарушенной части складки и вниз по разрезу.

Водорастворенные газы плиоценовых отложений преимущественно метановые (метана 71—95%), доля тяжелых УВ до 3,6%, азота 4,9—24,2%, водорода до 1%, кислые газы отсутствуют. Газонасыщенность и упругость газов растут вниз по разрезу от 84 до 386 см³/л и от 1,7 до 3,9 МПа. Коэффициент насыщенности уменьшается от свода складки к периферии (0,18—0,08).

Водорастворенное ОВ Окаремского месторождения характеризуется различной степенью изученности. В водах верхнеплиоценовых отложений отмечается отсутствие фенолов, концентрации нафтеновых кислот 0—11,5 мг/л, гуминовых 0,2—1,45 мг/л. Концентрация ВРОВ в водах красноцветной толщи меняется по разрезу. Содержание $C_{орг}$ в верхнем отделе не превышает 3,84 мг/л, в нижнем (продуктивной части разреза) достигает 12,3 мг/л, $N_{орг}$ соответственно 0,6—8 и 0,018—0,8 мг/л. Концентрация нафтеновых кислот возрастает к продуктивной части разреза от 0—6,9 до 2,9—11,8 мг/л, а гуминовых кислот, напротив, снижается от 0—1,3 до 0—0,8 мг/л. Содержание фенолов также возрастает вниз по разрезу и по площади к своду складки от 0 до 1,9 мг/л.

Температура пластовых вод в изученной части разреза растет с глубиной (100—2800 м) от 25 до 80° С. Характер распределения температуры свидетельствует о приуроченности к Окаремской структуре малоамплитудной аномалии. Температура по основным срезам глубин изменяется в небольшом диапазоне: на глубине 1000 м 41—46° С, 2000 м 56—64° С, 3000 м 79—84° С. Изменение геотермического градиента по стратиграфическим комплексам в значительной степени отражает связь геотермических условий с литологическим составом отложений. Во всех комплексах по мере увеличения глинистости пород от свода к периферии складки возрастает геотермический градиент от 0,53 до 3,93° С/100 м.

Воды плиоценовых отложений высоконапорные. Так, в красноцветной толще вскрываются воды с избыточными напорами на устье скважин 3,5—6 МПа, в акчагыльских и апшеронских отложениях 1,4—3,5 МПа. Отмечается четкая закономерность увеличения избыточных напоров от верхних к нижним водоносным горизонтам.

Водообильность плиоценовых отложений имеет тенденцию уменьшения с глубиной. В ашшеронских и акчагыльских водоносных комплексах дебиты фонтанирующих скважин варьируют в диапазоне 780—2450 м³/сут, а в верхнекрасноцветных — 300—1340 м³/сут.

II.2.7. КАРАКУМСКИЙ БАССЕЙН

Каракумский нефтегазоносный бассейн площадью более 360 тыс. км² расположен на территории Центрального и Восточного Туркменистана и Западного Узбекистана. На северо-востоке бассейн окаймляется горными сооружениями Кызылкумского кряжа, на северо-западе в его пределы входит Центральнокаракумский свод, на юго-западе он ограничен системой разломов, отделяющих Предкопетдагский краевой прогиб от Копетдагского мегантиклинория. На юге в пределы бассейна условно включена Кушкинская зона поднятий, на юго-востоке граница проходит по северо-западному склону мегантиклинория Юго-Западного Гиссара.

Гидрогеологические условия бассейна освещены в работах О. П. Абрамовой, Т. Н. Авазова, А. Байрамова, Ф. В. Борзасекова, С. Б. Вагина, Ю. Р. Каграманова, А. А. Карцева, В. Ф. Клейменова, В. В. Кудрякова, М. И. Субботы, С. Халдарова, Я. А. Ходжакулиева, Г. П. Якобсона и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В геотектоническом отношении Каракумский бассейн приурочен к Среднеазиатской эпигерцинской платформе и охватывает Центральнокаракумский свод, Верхнеузбойский прогиб, Бахардокскую моноклинал, Предкопетдагский прогиб, Мургабскую и Заунгузскую впадины. В строении бассейна принимают участие различные по составу метаморфизованные породы палеозойского фундамента и мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, представленный преимущественно обломочными отложениями юрского, мелового, палеогенового и четвертичного возраста. Карбонатные отложения слагают часть верхнеюрского разреза (келловей — оксфорд), а также встречаются в виде отдельных прослоев среди терригенных пород нижнего мела.

Каракумский бассейн характеризуется широким диапазоном нефтегазоносности. В юрских отложениях выделяют два продуктивных комплекса: нижнесреднеюрский и среднеюрский. Нижнесреднеюрский комплекс, сложенный терригенными породами, газонефтеносен в пределах Бухарской, Беурдешикской и в северной части Чарджоуской тектонических ступеней. Среднеюрский, сложенный карбонатными породами келловей — оксфорда, преимущественно газоносен (Бухарская, Чарджоуская и Беурдешикская ступени, Заунгузский и Хивинский прогибы). В мелу выделяют также два продуктивных комплекса, сложенных терригенными породами: неоком-аптский и альб-

сеноманский. Их нефтегазоносность установлена на Бухарской ступени, в Хивинском прогибе, на Центральнокаракумском своде, в Мары-Серахской и Бадхыз-Карабильской зонах поднятий. Выше по разрезу небольшие залежи установлены в отложениях турона и палеогена.

Каракумский гидрогеологический бассейн ограничен на западе Туаркыр-Кубадагской и Балханской системами, на юге — Копетдагским горно-складчатым сооружением, на юго-востоке (в пределах Афганистана) отрогами Парапамиза, на востоке — горными сооружениями Гиссарской и Зеравшанско-Туркестанской систем, на северо-востоке — Кызылкумской системой мелких горных хребтов и возвышенностей, на севере и северо-западе границу бассейна проводят по Центральноустуртской зоне поднятий, являющейся погребенным водоразделом.

В разрезе бассейна выделяют юрский, неоком-аптский, альб-сеноманский и турон-сенонский водоносные комплексы и разделяющие их верхнеюрский, верхнеапт-нижнеальбский и нижнетуронский водоупоры.

Верхнеюрский водоупор сложен гипсоангидритовой и галитовой толщами кимеридж-титонского возраста и широко распространен в пределах большей части Заунгузской и Мургабской впадин, где мощность его достигает 850 м. На территории Центральнокаракумского свода рассматриваемый водоупор — карбонатно-глинисто-алеверитовый мощностью от 50 до 150 м — объединяет верхнеюрские, а иногда и неокомские (нижняя часть разреза) отложения.

Верхнеапт-нижнеальбский водоупор распространен повсеместно в пределах бассейна и, как правило, имеет однородный глинистый состав, мощность от 50 до 400 м. Минимальная мощность характерна для Бухарской ступени, максимальная — для погруженных частей Маргабской впадины и Предкопетдагского прогиба.

Нижнетуронский водоупор широко развит в Заунгузской и Мургабской впадинах, где его мощность меняется от 25 до 1100 м. Максимальная мощность водоупора связана с территориями, в пределах которых он объединяет глинистые отложения от верхнеаптского до туронского возраста включительно. На Центральнокаракумском своде и сопредельных территориях нижнетуронская толща теряет водоупорные свойства и роль водоупора играют сенон-палеогеновые глинистые отложения мощностью в несколько сотен метров.

Юрский водоносный комплекс имеет сложное строение вследствие непостоянства как полноты разреза, так и мощности и состава слагающих пород (преимущественно карбонатных в верхней части и терригенных в нижней). Общая мощность комплекса колеблется от 1600 м на юго-востоке (в районах прогибов) до первых сотен метров в пределах отдельных поднятий. Водоносные горизонты комплекса на Бухарской и Чарджоуской ступенях характеризуются плохими коллекторскими свойствами, в то время как в пределах Ургенчского поднятия и южного склона Центральнокаракумского свода отмечены их наиболее высокие емкостно-фильтрационные параметры. Пористость водовмещающих пород 20—40%, проницаемость до $3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$.

Неоком-аптский водоносный комплекс сложен переслаиванием алевролитов и глин. Мощность комплекса — 400—2000 м. Минимальная мощность характерна для положительных структурных элементов (Бухарская и Чарджоуская ступени, Центральнокаракумский свод), а минимальное — для прогибов и впадин (Предкопетдагский прогиб, Мургабская впадина). Емкотно-фильтрационные параметры неоком-аптских отложений в целом по всей территории бассейна очень высоки. Так, в пределах Каганского и Мургабского поднятий преобладают значения пористости песчаников 16—24%, проницаемости $(4—30) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, в Северной и Центральной Туркмении проницаемость соответственно равна $(1,4—3,4) \cdot 10^{-14}$ и $(2,2—40) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

Альб-сеноманский водоносный комплекс включает в себя отложения среднего и верхнего альба и сеномана. В пределах южных бортов Заунгузской и Мургабской впадин стратиграфический объем водоносного комплекса ограничивается альбом. Мощность комплекса максимальна (600 м) во впадинах и прогибах (северо-восточная часть Мургабской впадины). На Центральнокаракумском своде, в Верхнеузбойском и Дарьялык-Дауданском прогибах в состав водносного комплекса включают и туронские отложения, поэтому его мощность здесь увеличивается. Альб-сеноманские отложения обладают высокими емкотно-фильтрационными свойствами. В пределах Газлинского и Каганского поднятий песчаные коллекторы имеют пористость 24—32% и проницаемость $(5—10) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$. Высокие значения проницаемости $(40 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2)$ при пористости 20—26% характерны для однотипных коллекторов Северной Туркмении. В Центральной Туркмении пористость коллекторов альб-сеномана 18—32%, проницаемость $(1,7—16) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

Отложения водоносных комплексов бассейна выходят на дневную поверхность в горных обрамлениях. Наиболее благоприятны в качестве областей инфильтрации и создания напоров Зеравшанско-Туркестанский и Гиссарский хребты и их отроги, расположенные на юго-востоке. Роль же Копетдагской горной системы в питании бассейна исключается. Приведенные напоры возрастают с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов, т. е. воды низезалегающих отложений могут проникать в верхние горизонты при отсутствии водоупоров.

Пьезометрическая поверхность юрского водоносного комплекса имеет сложное строение, однако региональное направление подземного потока в общем — с юго-востока на северо-запад и север (рис. 65). На фоне общего регионального понижения приведенных напоров в указанном направлении выделяются значительные территории с резким уменьшением напоров. Такие зоны пьезоминимумов в исследуемом комплексе четко вырисовываются в пределах Бухарской ступени (Сарыташ-Караулбазар, Атбакор), Северного Туркменистана (Гугуртли-Кошуй-Ачак) и Зеагли-Дарвазинского поднятия (Сернозаводская зона разрывных нарушений), где значения приведенных напоров падают до 180,2 м. Гидроизопьезой 250 м оконтуривается зона Тарымкая — Нурумгур. Далее приведенные напоры уменьшаются в северо-западном направлении в сторону Каспийского моря.

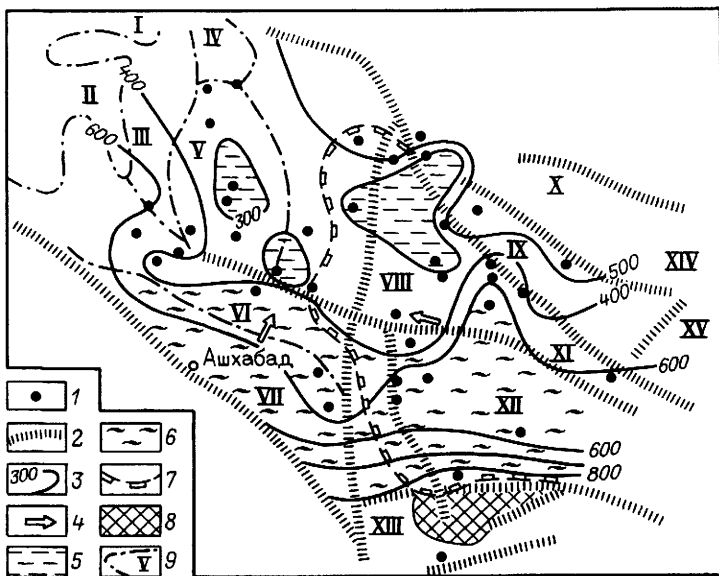


Рис. 65. Схематическая гидродинамическая карта юрского водоносного комплекса Каракумского бассейна.

1 — разведочные площади; 2 — основные тектонические нарушения; 3 — гидроизоэпезы, м; 4 — направление движения подземных вод; 5 — зоны пьезоминимумов; 6 — зоны создания элизионного напора; 7 — граница распространения верхнеюрских соленосных образований; 8 — район отсутствия верхнеюрских отложений; 9 — геоструктурные элементы: I — Южно-Мангышлакско-Устьюртская зона поднятий, II — Туаркырская зона поднятий, III — Верхнеузбойский прогиб, IV — Дарьялык-Дауданский прогиб, V — Центральнокаракумский свод, VI — Бахардоская моноклираль, VII — Предкопетдагский краевой прогиб, VIII — Заунгузская впадина, IX — Чаржоуская ступень, X — Бухарская ступень, XI — Репетек-Келифская зона поднятий, XII — Мургабская впадина, XIII — Бадхыз-Карабильская зона поднятий, XIV — Бешкентский прогиб, XV — мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара

Высокие абсолютные отметки приведенных напоров в неокон-аптском водоносном комплексе отмечаются на юго-востоке бассейна в пределах районов, расположенных в непосредственной близости от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов, и составляют на площадях Керкидаг 585 м, Ташлы 504,1 м и Северные Камышы 505,5 м. Высокие значения приведенных напоров характерны и для Мургабской впадины (площади Кагазлы 670 м, Шарапла 333,4 м), в западном и северо-западном направлениях они снижаются и на площадях Ачак и Юбилейная составляют соответственно 237 и 268 м, а в Центральном Туркменистане — 226,8 м (площадь Модар) и 163 м (Восточный Курук). Дальнейшее уменьшение приведенного давления отмечается в направлении Каспийского моря, что подтверждается его значениями на площадях Аджигир (155,8 м), Омчалы (107,5 м), Кумсешбен (219, м). На фоне регионального падения приведенных напоров отмечаются зоны пьезометрических минимумов, приуроченных к Зеагли-Дарвазинскому поднятию (Сернозаводская зона разрывных нарушений), Султан-Санжарской структуре, Газлинскому месторождению и площади Шехитли-Джуджуклы. Образование

указанных зон, по-видимому, связано с очагами скрытой разгрузки подземных вод.

В альб-сеноманском водоносном комплексе подземные воды также движутся на северо-запад и запад от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов, для которых характерны высокие абсолютные значения приведенных напоров (площади Азляртепе 469,5 м, Северные Камыши 410,3 м, Тагаринская 499,5 м). Минимальные значения напоров (—142,4 м) фиксируются в пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия (Сернозаводская зона нарушений). Падение напоров происходит далее на запад в сторону Каспийского моря на площадях Сарыкамыш (136,9 м), Аджигир (94 м) и Кумсешбен (67,1 м).

Таким образом, для всех мезозойских водоносных комплексов отмечается общее снижение приведенных напоров на запад и северо-запад от горных сооружений Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов. В пределах последних породы комплексов выходят на поверхность и имеются благоприятные условия для инфильтрации (большое количество выпадающих осадков и хорошо развитая гидрографическая сеть). Все это позволяет рассматривать указанные горные сооружения как основные области инфильтрации. Однако следует отметить, что влияние горных сооружений как областей питания (создания напора) вниз по разрезу уменьшается. Наиболее отчетливо оно сказывается на альб-сеноманском водонапорном комплексе, причем на значительной территории (почти на всей Бухарской ступени). Но уже неоком-аптский комплекс испытывает меньшее влияние их, а юрский — еще более ограниченное.

На большей территории бассейна на распределение давления влияют внутренние зоны создания напора за счет отжатия вод по мере уплотнения пород под действием все возрастающей геостатической нагрузки, унаследованной от прошлых гидрогеологических циклов развития. Сказанное хорошо иллюстрируется примерами Мургабской и Заунгузской впадин и Предкопетдагского прогиба, где в водонапорных комплексах отмечены высокие, а в некоторых случаях и почти такие же значения приведенного напора, какие характерны для районов, расположенных недалеко от горных областей.

В Каракумском бассейне по данным о химическом составе подземных вод в водоносных комплексах выделяют несколько гидрохимических зон.

1. Юрский водоносный комплекс (рис. 66):

зона пресных и солоноватых вод с минерализацией менее 10 г/л (имеет ограниченное распространение, протягиваясь полосой вдоль зоны разрывных нарушений, выраженной передовыми складками Центрально-Копетдага — Арчман, Фирюза), воды сульфатно-натриевого типа, $rNa/rCl > 3$, концентрация иода и брома незначительна;

зона соленых вод с минерализацией от 10 до 50 г/л (охватывает западную — Туаркырское поднятие и восточную — примыкает к горным сооружениям Зеравшанско-Туркестанского и Гиссарского хребтов — периферии бассейна), воды сульфатно-натриевого или хлоридно-магниевого

500—1700 мг/л, на ряде площадей получены сверхкрепкие рассолы (500 г/л и более), приуроченные к линзам пород-коллекторов.

II. Неоком-аптский водоносный комплекс:

зона пресных и солоноватых вод с минерализацией до 10 г/л (занимает значительную площадь в пределах Бухарской ступени, а также отмечается в районе передовых складок Центрального Копетдага — Арчман, Фирюза), воды слабо метаморфизованы ($rNa/rCl > 0,87$), с повышенной сульфатностью, сульфатно-натриевого типа; на Бухарской ступени имеются также гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-магниевые воды, содержание микрокомпонентов незначительное: иода до 1 мг/л, брома 7—12 мг/л, реже более;

зона соленых вод с минерализацией 10—50 г/л (отмечается на западе бассейна — Туаркыр и на востоке, захватывая северо-восточную часть Каганской ступени, Газлинское поднятие и структуры Питнякской группы поднятий), на Туаркыре воды, как правило, сульфатно-натриевые, слабо метаморфизованные, $rNa/rCl > 1$, содержание сульфат-иона достигает 30%, на Бухарской ступени химический тип вод меняется на хлоридно-магниевый, переходя в районе Питнякской группы поднятий в хлоридно-кальциевый, rNa/rCl 1—0,7, Cl/Br 250—500, содержание сульфатов 2—20%, микрокомпонентов, мг/л: иода до 8, брома 70, аммония до 40;

зона слабых рассолов с минерализацией 50—100 г/л (сменяет описанную выше зону, протягиваясь неширокой полосой в пределах Чарджоуской ступени и в районе Питнякской группы поднятий), воды хлоридно-магниевого либо хлоридно-кальциевого типа, rNa/rCl 0,8—0,7 и Cl/Br 250—300, сульфатов 6—10% от суммы анионов, иода 8—9 мг/л, брома до 270 мг/л;

зона крепких рассолов с минерализацией 100—250 мг/л (занимает преобладающую по площади территорию бассейна, охватывает центральные, северные, юго-восточные районы Туркменистана), наиболее распространены рассолы с минерализацией 100—150 мг/л, большая минерализация отмечена на структурах южного склона платформы (Сансыз, Казы, Атасары) и на севере (Хатардаш, Ассакеаудан, Юбилейная и др.); рассолы хлоридно-кальциевого типа, rNa/rCl 0,7, Cl/Br 250, практически бессульфатные (менее 4—2% от суммы анионов), иода до 48 г/л, брома 600 мг/л.

III. Альб-сеноманской водоносный комплекс:

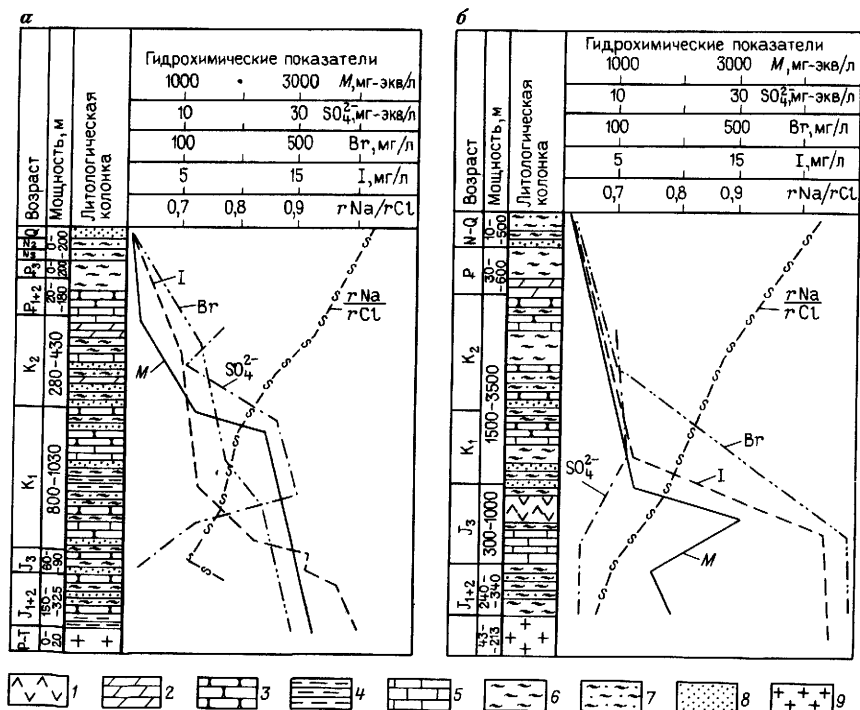
зона пресных и солоноватых вод с минерализацией менее 10 г/л (приурочена к территории обнажения и неглубокого залегания пород комплекса в непосредственной близости от области инфильтрации — Зеравшанско-Туркестанский и Гиссарский хребты, Туаркыр), воды сульфатно-натриевые, $rNa/rCl > 1$, $Cl/Br > 400$, содержание сульфатов от 10 до 60%;

зона соленых вод с минерализацией 10—50 г/л (окаймляет описанную выше зону, отмечается в Притуаркырском районе и на востоке в пределах Чарджоуской ступени), воды сульфатно-натриевые или хлоридно-магниевые, содержание сульфат-иона 10—20%, rNa/rCl изменяется от 0,78 до 1; воды сравнительно невысокой минерализации сульфатно-

натриевого типа встречаются также на площади Сернозаводской зоны нарушений в своде Загли-Дарвазинского поднятия (на общем гидрохимическом фоне центральных районов Каракумского бассейна, образуемом зоной слабых рассолов с минерализацией 5—100 г/л, Сернозаводская площадь выделяется как аномалия с водами меньшей минерализации — до 25 г/л и повышенной сульфатности — до 15%), содержание иода до 4—5 мг/л, брома до 200 мг/л;

зона слабых рассолов с минерализацией 50—100 г/л (занимает площадь с относительно приподнятым залеганием фундамента — Центральнокаракумский свод, Чарджоуская ступень), рассолы хлоридно-магниевого и хлоридно-кальциевого типа, сульфатность вод невысокая (до 3%), содержание иода 5—8 мг/л, брома 200—250 мг/л;

зона крепких хлоридно-кальциевых рассолов с минерализацией 100—150 г/л, (распространена на подавляющей части территории бассейна в пределах Мургабской и большей части Заунгузской впадин), $r_{Na}/r_{Cl} < 0,87$, Cl/Br 300, содержание сульфат-иона не более 4% от суммы анионов.



Таким образом, в мезозойском разрезе Каракумского бассейна широко развиты рассолы; увеличение минерализации вод во всех комплексах происходит с юго-востока на запад и северо-запад, а также вниз по разрезу (рис. 67).

Газонасыщенность пластовых вод юрского водоносного комплекса в пределах бассейна достаточно высокая — от 220 до 3000 см³/л и более (рис. 68). Максимальное значение газонасыщенности вод (см³/л) фиксируется в подсоелевых отложениях на площадях Шарапли (2136), Джилликумы (2550), Багаджа (4649). Высокой газонасыщенности соответствует и высокое давление насыщения, создаваемое в основном углеводородной составляющей. В региональном плане максимальная упругость растворенных газов отмечается в Мургабской впадине — 30 МПа, на Чарджоуской ступени — 20 МПа, на Центральнокаракумском своде — 4,5—6,8 МПа (площади Курганчик, Эгритакрыр). Причем в этом направлении парциальная упругость азота значительно возрастает, но не превышает упругости углеводородной части. Коэффициент газонасыщенности имеет высокие значения, приближающиеся к единице в приконтурных водах газовых залежей (месторождения Хаджихайрам, Ташлы, Коюн, Курук, Ачак, Юбилейное и др.). В целом же изменение этого коэффициента повторяет закономерность, установленную для упругости растворенных газов.

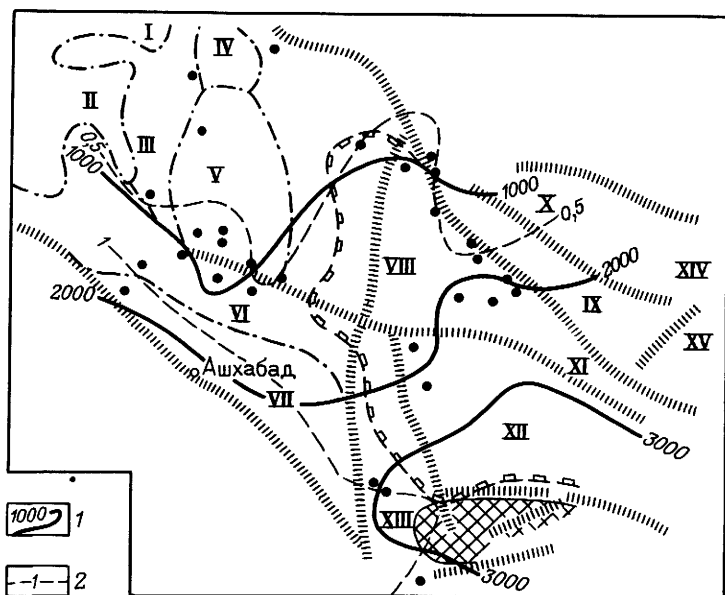


Рис. 68. Схематическая карта газонасыщенности подземных вод юрского водоносного комплекса Каракумского бассейна.

Линии равных значений: 1 — газонасыщенности, см³/л; 2 — коэффициента газонасыщенности.

Остальные условные обозначения см. на рис 65

Состав водорастворенных газов юрского комплекса преимущественно углеводородный. При этом площади, расположенные в непосредственной близости от выявленных залежей нефти и газа (Тарымская, Центральный Сарыкамыш, Чашхын, Коюн, Восточный Шиханли, Ачак, Юбилейная и др.), характеризуются полным преобладанием среди газов углеводородных компонентов. В южном и юго-восточном направлениях от Центральнокаракумского свода (площади Тамдырли, Южные Тамдырли, Саракумы, Восточный Ербент) в составе растворенных газов значительное место занимают тяжелые УВ (до гексана включительно), их доля превышает 10%. На окраинах, примыкающих к областям современной инфильтрации (Копетдаг, Туаркыр, Гиссар), а также в районе Питнякской группы поднятий и Устюрта в газах преобладает азот.

Воды неоком-аптского комплекса также характеризуются высокой газонасыщенностью — от 170 до 2240 см³/л. Максимальные значения газового фактора вод приурочены к Мургабской впадине (площади Шехитли, Джуджуклы и др.), минимальные — к Бухарской ступени (площади Южный Мубарек, Юлдузкак), но и здесь фиксируется повышенная газонасыщенность в приконтурных водах газовых залежей. В северной части Бухарской ступени (площади Ашикудук, Атбакор) содержание в воде газа составляет 125—1970 см³/л. В пределах Центральнокаракумского свода и его южного и юго-восточного склонов газонасыщенность вод комплекса 800—1300 см³/л (Курук, Атасары и др.), причем намечается тенденция дальнейшего роста этого параметра в направлении Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины.

Упругость водорастворенных газов неоком-аптского комплекса немного ниже, чем в юрском комплексе. Однако на некоторых площадях (Шехитли, Джуджуклы и др.) зафиксировано давление насыщения 40—50 МПа. Упругость газов уменьшается по направлению от Зеагли-Дарвазинского поднятия к Дарьялык-Дауданскому прогибу (2—5 МПа), причем в суммарной упругости преобладает парциальная упругость азота. Максимальные значения коэффициента газонасыщенности присущи водам Мургабской впадины (на площадях Шехитли, Джуджуклы более 1). Высокий коэффициент газонасыщенности характерен для Бухарской ступени, Хивинской зоны опусканий и Зеагли-Дарвазинского поднятия, севернее и северо-западнее которых его значения уменьшаются до 0,4.

Водорастворенные газы неоком-аптского комплекса Центральнокаракумского свода преимущественно метановые (метана от 85 до 95—98%). Газам, отобраным из законтурных скважин Зеагли-Дарвазинской группы месторождений, свойственна низкая степень обогащения тяжелыми УВ. Газы, содержащие до 50% азота, распространены в пределах Северной Туркмении и большей части Бухарской ступени. Полное преобладание азота над УВ установлено в Ассакеауданском, Дарьялык-Дауданском прогибах и районах, примыкающих к областям инфильтрации — к Туаркыру, Гиссару).

Газонасыщенность подземных вод альб-сеноманского водоносного комплекса в районах Центральнокаракумского свода, Бухарской

и частично Чарджоуской ступеней не превышает $1000 \text{ см}^3/\text{л}$. На Бухарской и Чарджоуской ступенях фоновое значение упругости, как правило, $0,2\text{—}0,5 \text{ МПа}$. Повышенные значения упругости фиксируются только в непосредственной близости от контура залежей (месторождения Газли, Ташкудук и др.). Район Центральнокаракумского свода также характеризуется низкими фоновыми значениями упругости газов. Группа залежей Зеагли-Дарвазинского месторождения выделяется как аномальная зона повышенного значения упругости, достигающего в приконтурных частях залежей 4 МПа . В газах этого комплекса в большей части бассейна преобладает азот. Растворенные газы углеводородного состава установлены в альбских отложениях Бахардокской моноклинали, Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины. Полное преобладание углеводородных компонентов зафиксировано только в зонах установленной промышленной газоносности — в ореолах рассеяния залежей Зеагли-Дарвазинского поднятия, Центральнокаракумского свода, Бухарской и Чарджоуской ступеней.

К юрскому водоносному комплексу приурочены воды с высоким фоновым содержанием $C_{\text{ХБ}}$ ($3\text{—}15 \text{ мкг/л}$) на южном и юго-восточном склонах Центральнокаракумского свода и в погруженных частях бассейна. Здесь же наблюдается высокое фоновое содержание, мг/л : органического азота до 1, бензола до 0,5, фенолов до 1. Также повышена концентрация $C_{\text{ХБ}}$ в водах Мургабской впадины, Бухарской и Чарджоуской ступеней ($1\text{—}2 \text{ мг/л}$ и выше).

В неоком-аптском водоносном комплексе наиболее высокая концентрация $C_{\text{ХБ}}$ (до $2\text{—}7,7 \text{ мг/л}$) отмечена в водах в пределах Чарджоуской и Бухарской ступеней и южного склона Центральнокаракумского свода, в карабильской свите Мургабской впадины и Карабиль-Бадхызской зоны. Водорастворенный азот имеет высокое фоновое значение в пределах немного меньшей площади, чем $C_{\text{орг}}$. Содержание бензола ($0,05\text{—}0,5 \text{ мг/л}$) характерно для вод отдельных участков Центральнокаракумского свода, Чарджоуской ступени и северного борта Заунгузской впадины. Фенолы в количестве $0,2\text{—}0,9 \text{ мг/л}$ встречены в водах Центральнокаракумского свода (его южного и юго-западного склонов) и Чарджоуской и Бухарской ступеней.

Воды альб-сеноманского комплекса обладают повышенной фоновой концентрацией $C_{\text{ХБ}}$ ($2\text{—}5 \text{ мг/л}$) в пределах Бухарской ступени, восточной части Чарджоуской ступени, юго-западного склона Центральнокаракумского свода и в Мары-Байрамалийском районе. Низкое фоновое содержание $C_{\text{ХБ}}$ (менее 2 мг/л) характерно для Центральнокаракумского свода и Заунгузской впадины. Повышенная концентрация органического азота ($0,1\text{—}0,3 \text{ мг/л}$) отмечена лишь на двух небольших участках: в восточной части Чарджоуской ступени и на Газлинском поднятии.

Анализ карт-срезов позволяет сделать вывод о приуроченности максимальной температуры к приподнятым блокам фундамента (Центральнокаракумский свод, Кушкинская группа поднятий и др.), а минимальной — к областям глубокого прогибания фундамента (Пред-

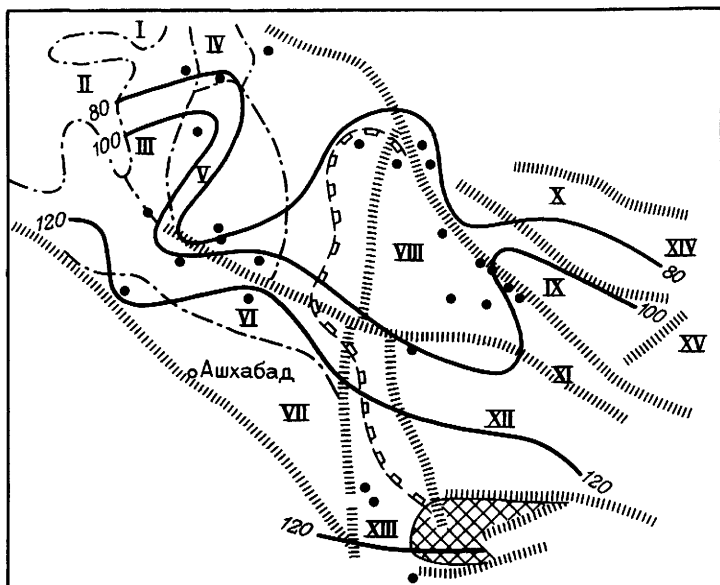


Рис. 69. Карта геоизотерм ($^{\circ}\text{C}$) по кровле юрского водоносного комплекса Каракумского бассейна.
Условные обозначения см на рис 65

копетдагский прогиб и Мургабская впадина). Общее увеличение температуры в юрском комплексе происходит со стороны Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов — на запад и северо-запад (рис. 69).

Для неоком-аптского комплекса наблюдается в общем та же закономерность в температурном режиме, что и для юрского. Общее региональное увеличение температуры происходит также со стороны Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов от $48\text{--}52^{\circ}\text{C}$ на западе до 120°C (Шехитли) и до $78\text{--}79^{\circ}\text{C}$ на северо-западе (Ачак, Северный Ачак). Максимальная температура отмечается в пределах Мургабской и Заунгузской впадин и Предкопетдагского прогиба ($80\text{--}120^{\circ}\text{C}$), сравнительно низкая $38\text{--}63^{\circ}\text{C}$ — в пределах Зеагли-Дарвазинского (Центральнокаракумский свод), Газлинского и Каганского (Бухарская ступень) поднятий.

Температура по кровле альб-сеноманского комплекса колеблется в пределах $37\text{--}99^{\circ}\text{C}$. Намечается общее региональное увеличение ее от $38\text{--}40^{\circ}\text{C}$ в юго-восточной части бассейна, примыкающей к Зеравшанско-Туркестанскому и Гиссарскому хребтам, до 99°C (Такыр) на западе и до 71°C (Ачак) на северо-западе. Максимальное значение температуры ($60\text{--}99^{\circ}\text{C}$) характерно для Предкопетдагского хребта, Мургабской и Заунгузской впадин, значительно меньшие — для Центральнокаракумского свода, Газлинского и Каганского выступов Бухар-

ской ступени. На региональном западном и северо-западном направлениях увеличения температуры отмечаются отдельные термоаномалии: положительные приурочены к площадям Рометан, Ачак и др., отрицательные — к Зеагли-Дарвазинскому поднятию. Положительные термоаномалии связаны с очагами разгрузки вод низезалегающих комплексов, а отрицательные образуются обычно вследствие адиабатического процесса, сопровождаемого поглощением тепла при формировании газовых скоплений.

Подземные воды месторождений

Карабельское газовое месторождение расположено в Центральной части Бадхыз-Карабельской ступени и приурочено к Карабельской брахиантиклинали Курукбейлинского вала. Первый промышленный приток газа был получен в 1970 г. из готеривских отложений.

Карабельская брахиантиклиналь западно-северо-западного простирания имеет размеры по кровле готеривских отложений $19 \times 7,5$ км², амплитуду 121 м, угол наклона северного крыла 2°, южного — 1°. По кровле бухарских слоев амплитуда складки составляет 83 м.

В разрезе месторождения выделены два продуктивных газонасных горизонта: бухарский — вмещает газовую залежь сводового водоплавающего типа, готеривский — состоит из двух пластов, каждый из которых содержит полнопластовую газовую залежь.

Подземные воды готеривского горизонта характеризуются относительно невысокой для этого района минерализацией (табл. 38). Доля сульфат-иона 1,2—2,4%. Степень метаморфизации вод невысока (r_{Na}/r_{Cl} 0,86). Содержание иода уменьшается по мере удаления от контура газонасности, на расстоянии 3000 м от него составляет 15,1 мг/л, а 1500 м — 9 мг/л. Состав газа в контурных водах углеводородный, газонасыщенность вод и упругость водорастворенных газов высокие (табл. 39).

Подземные воды бухарского горизонта невысокой минерализации — 4—24 г/л. Доля сульфатов в законтурных водах повышена до 28%. Газонасыщенность контурных вод 1303—2300 см³/л, коэффициент газонасыщенности 0,57—0,84, в водорастворенных газах преобладают метан и его гомологи (до 94%). Водорастворенное ОВ содержится в невысоких концентрациях. Фенолы и бензол в законтурной части имеют повышенные концентрации (12,6 и 1,43 мг/л).

Ачакское газоконденсатное месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинальной складке на Ургенческом выступе в северной части Заунгузской впадины. Размеры складки 25×8 км, амплитуда свыше 250 м. Складка асимметричная, имеет крутое северо-западное (10°) и пологое юго-восточное (1°30′) крылья. Выявлено 13 продуктивных горизонтов в отложениях нижнего мела и верхней юры.

Минерализация верхнеюрских контурных вод достигает 164 г/л, а при удалении от контура газонасности она снижается до 141 г/л, r_{Na}/r_{Cl} 0,66—0,68. Состав водорастворенных газов повсеместно угле-

Т а б л и ц а 38

Химический состав подземных вод месторождений Каракумского бассейна

Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)					Микроэлементы, мг/л		М, г/л	Положение скважины	
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Br ⁻			I ⁻
<i>Карабиль (K₁g—br)</i>										
2234—2246	36 169	276	317	1903	425	20 722	182,48	14,81	62,0	Закон- турная
	1020	10	5,2	100	30	900				
2047—2055	62 929	1296	158	9819	30	30 167	214,72	19,67	106,2	Внутри контура
	1770	30	2,6	490	2,5	1310				
2160—2173	47 871	808	616	3907	577	25 983	261,70	8,79	79,5	Закон- турная
	1350	20	10	200	30	1130				
2241—2263	111 620	419	133	16 865	2295	50 305	205,30	...	181,6	Внутри контура
	3140	10	2,18	840	190	2190				
<i>Багаджа (J₃)</i>										
2996—3060	36 868	475	573	3360	1044	18 800	220,20	3,60	61,6	Внутри контура
	1040	10	10	170	90	820				
3032—3042	62 466	1283	573	1720	364	32 436	244,80	10,50	89,5	То же
	1480	30	10	90	30	1410				
3254—3258	29 069	451	1122	1880	486	16 684	120,50	16,20	50,1	»
	820	10	20	90	40,5	730				
<i>Ачак (J₃)</i>										
2034—2042	101 920	651	48	16 558	2796	42 069	164,1	Закон- турная
	2 870	10	0,8	830	230	1830				
<i>Гугуртли (J₃)</i>										
1922—1925	118 347	574	146	12 725	2006	58 692	495,50	16,90	192,4	Внутри контура
	3330	10	2,4	640	160	2550				
2110—2116	62 929	832	311	8016	1140	29 984	351,65	16,92	103,1	То же
	1770	20	10	400	90	1300				
1894—1898	68 690	1156	488	8466	1216	33 150	368,96	19,04	112,9	»
	1930	20	10	420	100	1440				
<i>Наип (K₁g—br)</i>										
2205—2200	113 450	289	122	16 834	2917	48 923	438,90	21,00	181,6	Внутри контура
	3200	10	2,3	840	180	2120				
1938—1940	60 270	905	158	7264	1216	28 955	227,16	19,46	98,6	Закон- турная
	1700	20	2,6	360	100	1260				
2250—2254	121 007	637	36	18 162	2432	53 361	445,28	24,11	195,6	Внутри контура
	3400	10	0,6	910	200	2320				
2262—2266	132 975	1720	341	19 038	1824	61 902	456,27	16,31	217,8	То же
	3750	40	10	950	150	2690				

Примечание Тип вод хлоридно-кальциевый

Таблица 39

**Характеристика газов, растворенных в подземных водах
месторождений Каракумского бассейна**

Интервал перфорации, м	Температу- ра пласта, °С	Минерали- зация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %							Ar	Общая уп- ругость газа, МПа	p _r /p _a
				CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + в	N ₂ + редкие	He			
<i>Карабиль (K_{1g}-br)</i>													
2234—2246	101	62,0	1500	1,41	90,04	0,12	0,009	0,070	8,32	0,01	0,02	124,8	0,60
2160—2173	100	79,5	2592	7,38	88,32	0,58	3,19	0,03	0,50
<i>Багаджа (J₃)</i>													
3254—3258	126	50,1	4659	3,45	95,31	0,03	0,001	0,001	1,21	0,00	0,00	37,7	1,13
2017—2040	88	...	821	1,99	94,22	0,26	0,020	0,009	3,39	0,08	0,03	9,4	н. д.
2034—2042	89	164,1	1083	0,30	97,97	0,52	0,040	0,550	0,49	0,06	0,07	17,9	0,83
<i>Гугуртли (J₃)</i>													
2014—2020	92	93,9	1038	0,00	94,67	3,81	0,500	0,100	...	0,83	0,09	9,8	0,47
2147—2141	92	152,6	1665	6,20	89,35	3,81	0,060	0,040	...	0,07	0,03	24,8	1,07
<i>Наин (K_{1g}-br)</i>													
2200—2205	91	181,6	1252	0,00	99,04	0,25	0,040	0,010	0,65	0,01	0,00	17,6	1,13
1938—1940	83	88,6	...	1,40	86,37	0,00	0,000	0,000	11,61	0,60	0,02
2200—2205	1166	0,00	...	3,39	0,610	0,130	95,85	0,02

водородный (97—99%). Газонасыщенность вод увеличивается к контуру газовой залежи до 1000 см³/л. Такая же закономерность наблюдается в изменении коэффициента газонасыщенности: вблизи контура он достигает 0,97, а при удалении на 2500 м — 0,83.

Наишское газоконденсатное месторождение приурочено к северо-восточному окончанию Стихийного вала, расположенного в северной части Балкуинского прогиба. Оно представляет собой брахантиклинальную складку, вытянутую с северо-востока на юго-запад. Структура имеет четко выраженное ассимметричное строение: крутое (8—9°) северо-западное и пологое (2°) юго-восточное крылья. Размеры складки по нижнемеловым отложениям 10×7 км, высота 65—70 м.

Продуктивные газоносные горизонты приурочены к терригенным породам нижнего мела, карбонатному комплексу верхней юры, аптским, кимеридж-титонским, келловей-оксфордским отложениям.

Пластовые воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 99—218 г/л (наибольшая минерализация отмечается в водах горизонтов V и Va). Минерализация вод верхнеюрских отложений колеблется от 107,8 до 159,2 г/л, причем с глубиной она увеличивается, rNa/rCl изменяется от 0,62 до 5,5 для неокомских и от 0,65 до 0,89 для юрских отложений. Доля сульфат-иона незначительна — не более 2,5% в нижнемеловых и 4% в верхнеюрских горизонтах. Из микрокомпонентов в пластовых водах встречены иод, бром, и аммоний, содержание которых соответственно изменяется в пределах 10—50, 227—478 и 8—102 мг/л. Сероводород в пластовых водах отсутствует. Состав водорастворенных газов углеводородный, газонасыщенность от 1138,6 до 1943,3 см³/л.

Багаджинское газоконденсатное месторождение располагается в центральной части Багаджинского вала — крупной структурной единицы Заунгузской впадины и по кровле келловей-оксфордских отложений представляет собой брахантиклиналь северо-западного простирания размером 15×38 км (по изогипсе — 2900 м). Амплитуда поднятия 237 м, углы наклона крыльев: северо-восточного 1°30', юго-западного 2°30'.

Продуктивный горизонт — келловей-оксфорд, вмещает две газоконденсатные залежи: верхнюю — полнопластовую сводовую и нижнюю — массивную.

В приконтурных водах отложений келловей-оксфорда минерализация изменяется от 50 до 102 г/л, а за контуром газоносности уменьшается до 35 г/л, rNa/rCl 0,83—0,85, содержание иода и брома соответственно 3—16 и 120—244 мг/л.

Водорастворенные газы — углеводородные, максимальное содержание метана и его гомологов обычно фиксируется в приконтурных водах, CH_4/TU в приконтурных водах составляет около 66, а за контуром уменьшается до 44 с одновременным возрастанием доли азота. Газонасыщенность подошвенных вод в контуре залежи 1500 см³/л, а за контуром — 2065 см³/л. В этом же направлении увеличивается коэффициент газонасыщенности (до 0,4).

Гугуртлинское газоконденсатное месторождение приурочено к склад-

ке, расположенной на северном окончании Гугуртли-Учкырского вала и представляющей собой асимметричную брахиантиклиналь северо-западного простирания. Размеры структуры по кровле келловей-оксфордских отложений $23,5 \times 11$ км, высота 170 м, углы падения крыльев $1,5—2,5^\circ$.

На месторождении установлено более десятка газоносных горизонтов. Этаж газоносности охватывает отложения от низов альба до палеозойского фундамента.

В продуктивной части разреза выделены два водоносных горизонта: келловей-оксфордский и кимеридж-титон-верхнеальбский. Водоупором между ними служат глины и ангидриты гаурдакской свиты. Воды продуктивных горизонтов относятся к хлоридно-кальциевому типу. Минерализация вод продуктивного разреза возрастает от 150 г/л (горизонты альба) до 201 г/л (горизонты нижней и средней юры). Ниже по разрезу минерализация пластовых вод уменьшается, однако с глубиной она вновь возрастает от 111 до 139 г/л. В водах наиболее постоянны доля хлора (96,1—99,7%), натрия и калия (64,6—78,6%). Содержание кальция (14,2—28,2%) в несколько раз превышает содержание магния (3,8—9%).

II.2.8. СЕВЕРО-УСТЮРТСКИЙ БАССЕЙН

Северо-Устюртский нефтегазоносный бассейн занимает территорию между Горным Мангышлаком, Уралом и его продолжением, акваториями Каспийского и Аральского морей общей площадью 240 тыс. км². Гидрогеологические условия бассейна изучались У. М. Ахмедсафиним, А. В. Сотниковым, Н. В. Зейберлихом, Э. Т. Кудашевым, В. Н. Пашковским, Е. В. Стадником, М. И. Субботой и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность и гидрогеологические условия

Основной структурный элемент Северо-Устюртского бассейна — крупная Северо-Устюртская синеклиза, разделенная на впадины (рис. 70).

Фундамент Северо-Устюртской синеклизы докембрийского возраста, залегает на глубинах от 4—6 до 6—10 км. Между фундаментом и осадочным чехлом выделяется промежуточный комплекс мощностью до 5 км, представленный песчано-глинистыми и карбонатно-терригенными отложениями каменноугольно-пермско-триасового возраста. Платформенный чехол мощностью до 5 км сложен терригенными, а в верхней части карбонатными отложениями юры, терригенными и карбонатными породами мела, палеогена и неогена.

В разрезе бассейна установлен палеогеновый газоносный и средневерхнеюрский нефтегазоносный комплексы. С палеогеновым комплексом связаны Базайское (залежи Жаманкоянкулак и Жаксыкоянкулак), Чумышты-Чагырлинское и Кзылойское газовые место-

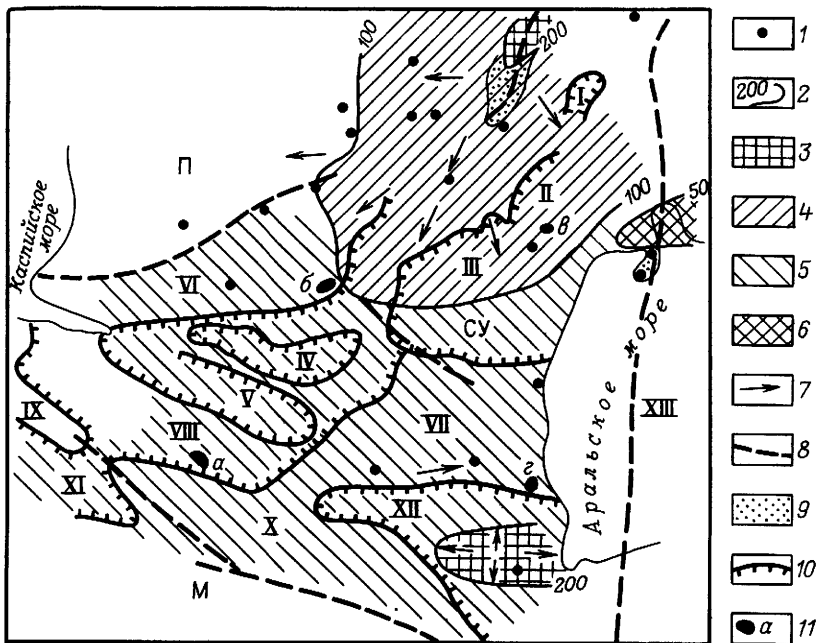


Рис. 70. Гидродинамическая схема нижнемелового водоносного комплекса Северо-Устьуртского бассейна.

1 — скважины, по которым вычислены приведенные (к плотности $1,04 \text{ г/см}^3$) статические уровни, 2 — гидроизоэпы, м; зоны с разными значениями статических уровней, м; 3 — 200 и выше, 4 — 200—100, 5 — 100—50, 6 — 50 и ниже; 7 — направление потока подземных вод; 8 — тектонические нарушения; 9 — области выхода меловых отложений на поверхность; 10 — контуры основных впадин и поднятий; 11 — месторождения нефти и газа (а — Арыстановское, б — Чагарлы-Чумыштинское, в — Базайское, г — Куанышское).

Крупнейшие тектонические элементы: П — Прикаспийская синеклиза, М — Мангышлакско-Центральноустуртская синеклиза, СУ — Северо-Устьуртский прогиб. Крупные тектонические элементы. Мульды: I — Кургантаузская, II — Кашкаратинская; депрессии: III — Косбулакская, IV — Самская, V — Култукская; VI — Мынсуалмасская тектоническая ступень; VII — Актумуское поднятие, VIII — Арстановская группа поднятий, выступы: IX — Кызылский, X — Байчагырский, XI — Южно-Бузачинский прогиб; впадины: XII — Барсакельмес-Судочья, XIII — Восточно-Аральская

рождения. Продуктивные горизонты приурочены к верхней части кумского горизонта верхнего эоцена и представлены песчано-алевритовыми породами. Нефтеносность верхнеюрского комплекса доказана на месторождении Каракудук, где продуктивные горизонты, приуроченные к келловейскому ярусу, сложены переслаиванием глин, алевролитов и песчаников. В среднеюрских отложениях, представленных чередованием глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников, залежи нефти установлены на Арыстановском месторождении. В низах средней юры открыта небольшая залежь газоконденсата на месторождении Куаныш. На структуре Западный Барсакельмес из среднеюрских отложений получен слабый приток газа, а из нижнеюрских — промышленный приток нефти.

В разрезе осадочного чехла бассейна выделяют шесть водоносных комплексов:

верхнепалеозойско-триасовый, залегающий на фундаменте, водовмещающие отложения — преимущественно песчаники;

юрский, водовмещающие породы для верхней части комплекса — трещиноватые известняки, средней и нижней — пески и песчаники, верхним водоупором комплекса служат преимущественно глинистые отложения валанжин-готеривской серии нижнего мела;

нижнемеловой (валанжин, готерив, апт, альб), водовмещающие отложения — преимущественно пески и песчаники, верхним водоупором является сеноман-туронская преимущественно глинистая толща; верхнемеловой (коньяк, турон, сантон, кампан, масстрихт), водовмещающие отложения — пески, песчаники, трещиноватые известняки и мергели, водоупорным перекрытием служат эоценовые глины;

эоценовый, с мощными водоупорами, среди которых заключены маломощные пласты алеврито-песчаных коллекторов;

покровный олигоцен-неогеновый, представленный переслаиванием глинистых и песчано-алевритовых водоупоров и коллекторов, а также эоловых четвертичных песков.

Основные области современного питания и создания напоров пластовых вод Северо-Устьюртского бассейна расположены в пределах южного окончания складчатого Урала и Примугоджарско-Чушкакульской зоны поднятий. Разгрузка подземных вод происходит в пределах Аральского моря и Арало-Куландинской дислокации, где известны минеральные источники из юрских, меловых и палеогеновых отложений (рис. 70). Кроме того, внутренняя разгрузка осуществляется также в тектонически ослабленных зонах, где имеются пути для межпластовых перетоков (тектонические швы Южно-Эмбенского поднятия, тектонические ступени, ограничивающие мулды и др.). Не исключено, что в наиболее глубоких частях бассейна водоносные комплексы юрских и нижележащих отложений образуют системы элизионного типа. Скорость движения подземных вод в окраинных зонах области в среднем составляет для эоценовых горизонтов до 1 м/год и нижнемеловых — до 2 м/год и более.

Температура подземных вод растет с глубиной. Наибольшая температура (134° С) отмечена на площади Аламбек в Барсакельмес-Судочьей впадине. Установлен рост температуры с севера и юга к центральному частям Северо-Устьюртской системы прогибов и Барсакельмес-Судочьей впадины. На срезе 500 м температура возрастает от 28 до 43° С. Наиболее охлажденные зоны на этой глубине расположены в пределах северных и северо-западных частей Челкарского прогиба, а наиболее прогретые фиксируются в недрах Барсакельмес-Судочьей впадины. На срезях 1500 и 2500 м, где температура повышается соответственно от 51 до 81° С и от 72 до 115° С, появляется еще одна прогретая зона, приуроченная к наиболее прогнутой части Северо-Устьюртской системы прогибов.

Подземные воды Северо-Устьюртского бассейна хлоридно-кальциевого типа различной минерализации. Только в зонах активного водообмена (олигоцен-неогеновый комплекс и области инфильтрации)

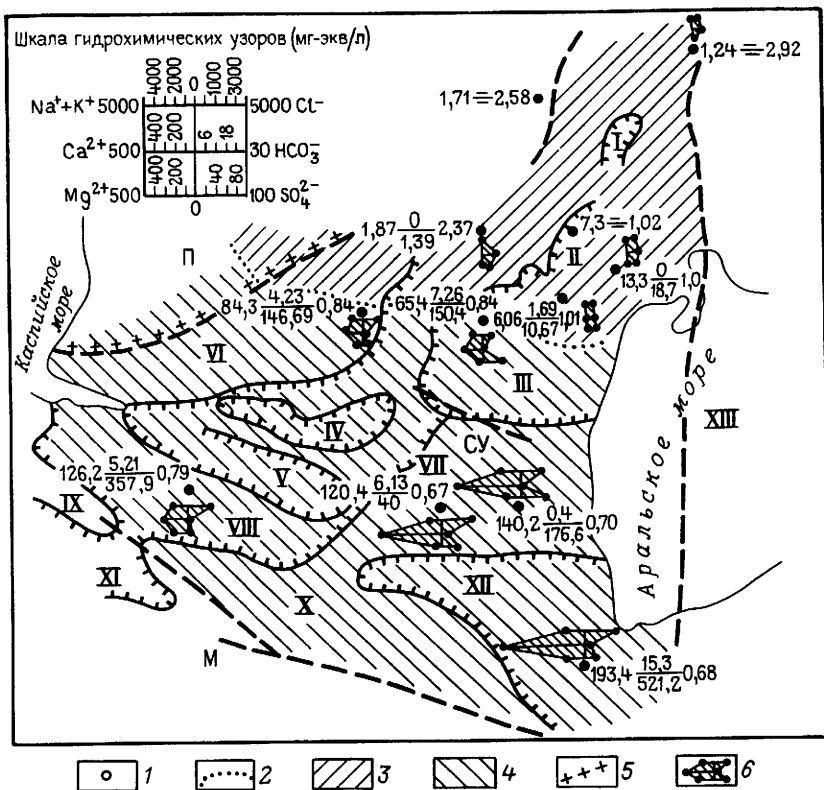


Рис 71 Схема гидрохимической зональности нижнемеловых отложений Северо-Устьюртского бассейна

1 — скважины, в которых проводились исследования (цифра перед дробью — общая минерализация, г/л, в числителе и знаменателе — содержание соответственно иода и брома, мг/л, за дробью — величина отношения $r(\text{Na}/r\text{Cl})$, 2 — граница между гидрохимическими зонами, 3 — воды, пренну шественно гидрокарбонатно и сульфатно натриевого типов с минерализацией менее 25 г/л, 4 — воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией более 25 г/л, 5 — линия выклинивания гидрохимических осадков кунгура, 6 — гидрохимический узор (см шкалу на рисунке)
Остальные условные обозначения см на рис 70

известны воды сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-магниевого типов. При движении на юг и юго-восток в сторону погруженных частей бассейна происходит изменение типа воды на хлоридно-кальциевый и возрастают общая минерализация (от 10—20 до 100—200 г/л), содержание брома (от единиц до 200—300 мг/л), а также иода и бора от долей миллиграмма на метр соответственно до 20 и 50 мг/л и более (рис. 71).

Для Северо-Устьюртского бассейна характерна гидрохимическая инверсия: в меловых горизонтах встречены пресные или слабominерализованные воды сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого типов. Здесь же значительно уменьшается газонасыщенность вод и возрастает доля азота в газах (табл. 40).

Таблица 40

Типы гидрохимических разрезов Северо-Устьюртского бассейна

Параметры подземных вод	Водоносные комплексы			
	олигоцен- неогеновый	эоценовый	нижнемеловой	юрский

Базайское поднятие

M, г/л	1—2	60—80	10—14	120—180
SO ₄ ²⁻ , мг/л	250—350	0—10	400—600	40—60
Br ⁻ , мг/л	0—2	180—220	12—18	180—240
I ⁻ , мг/л	0	15—20	0—1	5—10
rNa/rCl	1,4—2,2	0,75—0,77	1—1,2	0,6
Типы вод	СН, ГН, ХМ	ХК	СН, ГН, ХМ	ХК
CH ₄ , %	15	92—96	5—10	75—80
N ₂ , %	83,3	3—5	90—92	1—2
He/Ar	0,002—0,003	0,2—0,3	0,01—0,02	0,1—0,2
Газовый фактор, см ³ /л	55	600—700	10—20	800
Упругость газов, МПа	0,3—0,5	3,5—4,8	0,1—0,2	10,0
ρ_r/ρ_b	0,01	0,84—0,91	0,01	0,72

Чумышты-Чагырлинское поднятие

M, г/л	14	90—110	35	84
SO ₄ ²⁻ , мг/л	3494	10—20	307	60
Br ⁻ , мг/л	4	300—320	56	146
I ⁻ , мг/л	0,4	10—15	3	4
rNa/rCl	0,9	0,6—0,7	0,9	0,6
Типы вод	СН, ГН, ХМ	ХК	СН, ГН, ХМ	ХК
CH ₄ , %	5—10	92—96	4—6	84—86
N ₂ , %	85—95	5—8	90—95	8—12
He/Ar	...	0,2—0,3	0,05	0,1
Газовый фактор, см ³ /л	20—50	280—380
Упругость газов, МПа	0,1—0,2	2,4—2,9
ρ_r/ρ_b	0,01	0,58—0,73

В подземных водах бассейна присутствует кислород (до 0,063 см³/л), максимальная его концентрация отмечена в водах верхних гидрогеологически раскрытых зон, а также в водах альб-сеноманского горизонта на площадях Челкарского прогиба. В водах эоценовых и юрских отложений, а также в погруженных зонах региона свободный кислород отсутствует. Характерно распределение кислорода в водах Базайского поднятия: в верхних приповерхностных горизонтах миоцена кислорода до 0,02—0,03 см³/л, в водах эоценовых гидрогеологически закрытых толщ, залегающих ниже, он отсутствует, ниже по разрезу с увеличением раскрытости недр он снова появляется, его содержание в водах альб-сеноманского горизонта на глубинах 1000—1100 м достигает 0,024 см³/л.

Газы закрытых районов области изменяются от азотных в подзем-

ных водах покровного комплекса до сухих углеводородных (тяжелых УВ до 1%) в эоценовых отложениях и углеводородно-азотных (обогащенных тяжелыми УВ до 5%) в юрских и нижележащих горизонтах. Средние величины газонасыщенности вод при этом изменяются от 40 до 600 и 1550 см³/л, а упругость газов — 0,4 до 3,4 и 21,4 МПа. Воды эоценового и юрского комплексов на большей части территории предельно насыщены газом.

Подземные воды Базайского месторождения

Базайское газовое месторождение приурочено к одноименному поднятию субмеридионального простирания, расположенному в зоне сочленения Кашкаратинской мульды и Косбулакской депрессии. Поднятие осложнено цепочкой более мелких структур (с севера на юг): Жаксыкоянкулак, Жаманкоянкулак, Жарсай, амплитуды которых составляют 100—200 м. Газовые залежи приурочены к Жаманкоянкулакской и Жаксыкоянкулакской структурам. Промышленные притоки газа получены из продуктивной толщи кумского горизонта верхнего эоцена. Глубина залежей 300—400 м.

В разрезе Базайского поднятия установлено пять водоносных комплексов: палеозойско-триасово-юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, эоценовый и покровный олигоцен-неогеновый (табл. 41).

В водах юрского комплекса содержание брома достигает 180—240 мг/л, иода 5—10 мг/л, в меловых отложениях оно снижается — брома до 12—18 мг/л и иода до 1 мг/л и полного отсутствия. Воды кумского продуктивного горизонта эоценового комплекса хлоридно-кальциевого типа, бессульфатные с минерализацией 53—71 г/л, иногда и более. Содержание брома достигает 320 мг/л, иода — 20 мг/л. Воды покровного олигоцен-неогенового комплекса обычно гидрокарбонатно-натриевого и реже хлоридномагневого типов. Минерализация вод не превышает 1—2 г/л, содержание брома достигает 2 мг/л, а иод практически отсутствует.

Состав газов юрских отложений и кумского горизонта преимущественно метановый, а нижнемеловых и олигоцен-неогеновых — азотный (табл. 42).

В водах кумского горизонта отсутствует зависимость величины газового фактора от расстояния до контура залежей и «пустых» структур. Так, в пределах структурно-опущенной Аккулковской площади газонасыщенность составляет 606—617 см³/л и примерно такая же (619 см³/л) отмечается в скв. Г-6, расположенной вблизи контура газоносности на площади Жаксыкоянкулак. Несколько большие величины (до 650—692 см³/л) отмечаются в пробах, отобранных в водах подожженной части газовых залежей. Общая упругость газов 3,2—3,5 МПа, p_T/p_B изменяется от 0,71—0,74 (Аккулковка) до 0,83—0,94 (Жаксыкоянкулак и Жаманкоянкулак) с тенденцией уменьшения с глубиной залегания кумского горизонта. Вблизи гипсометрически припод-

Таблица 41

Химический состав подземных вод месторождений Аккулковско-Базайской группы

Площадь	Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л		
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻
Кзылойская	J ₁	2353—2350	101622,8	3,29	140,3
			2865,84	0,07	2,3
Жаксыкоянкулакская	J ₂	2472—2476	72232,87	1226,27	42,70
			2037,02	25,55	0,70
Кзылойская	J ₃	2170—2174	100674,53	1,65	67,10
			2839,1	0,03	1,1
Жаксыкоянкулакская	K _{1al}	1039—1063	8637,2	515,1	317,2
			243,5	10,1	5,2
Кзылойская	K ₂	823—825	3112,56	457,59	183
			87,78	9,53	3
Жаксыкоянкулакская	}	353—399, 473—477	40222,62	18,11	250,1
			1134,31	0,38	4,1
»	}	353—358, 364—366	33518,85	14,81	298,9
			945,26	0,31	4,9
Жаманкоянкулакская	}	433—440	35023	8,23	12,2
			987,67	0,17	0,2
»	P ₂ ² km	422—418	41484,8	18,1	228,8
			1189	0,4	3,7
»	}	396—399	41484	9,8	228
			1169	0,2	3,7
»	}	379—383	380587,5	4,94	195,2
			1074,1	0,1	3,2
Аккулковская	}	586—592	44216,54	49,38	298,9
			1246,94	1,09	4,9
Жаксыкоянкулакская	P ₃ ²⁻³	50—54	539,35	232,09	457,5
			15,21	4,84	7,5
Жаманкоянкулакская	P ₃ ²⁻³	26—100	6023,96	3494,46	140,3
			169,88	72,8	2,3
»	N ₁	10—15	163,0	345	341
			4,6	7,18	5,56

нятых залежей Базайского месторождения воды предельно насыщены газами.

Температура недр в пределах месторождения меняется от 16° С на глубине 100 м до 102° С на глубине 3000 м. Величина геотермической ступени (м/° С) уменьшается с глубиной: верхняя часть разреза, глубины до 200 м (миоцен, верхне- и среднеолигоценные отложения) — 20—30, до глубины 600 м (отложения кумского горизонта) — 15—20, меловые отложения — от 33 до 55, валанжин-готеривские, юрские и пермско-триасовые отложения (появляются мощные глинистые покрывки и улучшается гидрогеологическая закрытость недр) — от 27 до 34.

Сравнение приведенных к плотности 1,1 г/см³ статических уровней юрского, мелового и эоценового водоносных комплексов свидетельству-

поднятий

(в числителе), мг экв/л (в знаменателе)				М, г/л γ, г/см ³	Тип вод	Положение скважины
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺			
9288,67	1238,4	79413,25	150	192894,68	ХК	Законтурная
463,51	101,85	3452,75	19,18	1,1162	»	Внутри контура
5479,2	821,88	39248,81	616,1	119866,93		
273,41	67,59	1706,47	15,8	1,084	»	Законтурная
9403,35	894,76	52564,72	500	164508,1		
469,23	73,56	2284,64	12,8	1,1154	ХМ	Внутри контура
211,2	58,2	5554,2	42,7	15292,5		
10,5	4,8	241,5	1,8	1,011	СН	Законтурная
133,34	30,20	2043,32	66	6064,23		
6,65	3,15	88,84	1,67	1,0052	ХК	»
3898,95	853,18	100028,4	127,6	65705,36		
184,56	70,16	870,8	3,27	1,044	»	»
2018,28	1238,49	17139,83	105,12	53594,81		
100,71	101,85	745,21	2,7	1,041	»	
2250,01	1221,44	17748,18	143	56684,94		
112,28	100,45	771,66	3,66	1,037	»	»
384	3180,4	20253,8	182,5	64680,1		
19,1	261,5	880	7,4	1,0462	»	Внутри контура
384	3098,9	20382,6	200,4	65588,5		
19,1	254,8	886,2	8,7	1,0462	»	То же
2410,72	1339,3	19397,28	140,7	61836,47		
120,3	110,14	843,36	3,6	1,04	»	Законтурная
3348,23	1500,02	22023,65	191	71963		
167,08	123,36	957,55	4,83	1,050	ГКН	Внутри контура
88,39	25,71	480,93	4,97	1849,54		
4,41	2,11	20,91	0,12	1,0005	ХМ	То же
687,5	637,51	3625,49	23,7	14653,38		
34,31	52,43	157,63	0,61	1,011	ГКН	»
92	32	255	Нет дан- ных	1228		
4,59	2,63	10,12		1,0		

ет о заметной разнице в абсолютных отметках (табл. 43), что указывает на их гидравлическую разобщенность, и о потенциальной возможности вертикальных перетоков из нижележащих отложений в вышележащие.

Статические уровни эоценовых отложений Базайского поднятия снижаются с северо-запада на юго-восток (рис. 72). В этом же направлении происходит и смещение залежей. Величина расчетного смещения ГВК Δh составила: для залежи Жаманкоянкулак 26—31 м и Жаксыкоянкулак 18—19 м. Скорость движения вод эоценовых отложений в пределах Базайского поднятия варьирует в пределах 0,9—1,4 м/год, а падение напоров достигает 1—2 м/км.

Таблица 42

Характеристика газов подземных вод месторождений Аккулковско-Базайской группы поднятий

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Газовый фактор см ³ /л	Объемная доля, %						Общая упругость газа, МПа	ρ_1/ρ_2
			CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ + +в	N ₂ + +редкие	He	Ar		
<i>Кзылойская площадь</i>										
J	2350—2353	973	1,0	79,4	3,56	16,1	0,117	0,090	5,94	0,24
J	2226—2236	661	0,44	79,4	3,0	21,8	0,112	0,089	4,28	0,17
P ₂ ²	506—515	491	0,36	89,72	0,17	9,75	0,015	0,068	3,16	0,62
P ₂ ²	488—499	600	1,40	89,3	0,26	9,0	0,011	0,033	3,61	0,84
<i>Жаксыкоянкулакская площадь</i>										
J	2472—2476	326	2,03	78,59	1,73	17,65	0,105	1,129	He опр.	
J	2400—2406	324	2,01	77,83	1,68	18,41	0,140	0,115	»	
J	2348—2352	316	2,20	78,60	0,23	17,50	0,165	0,138	»	
K ₁	1030—1050	50	12,6	12,8	1,2	73,5	0,028	He опр.	0,17	0,01
P ₂	438—477	692	7,5	98,8	0,23	3,9	0,019	0,059	3,73	0,94
P ₂	353—373	619	1,6	92,58	0,22	5,66	0,025	0,077	3,28	0,83
<i>Жаманкоянкулакская площадь</i>										
P ₂	433—440	640	2,65	92,1	0,1	5,1	0,009	0,027	3,72	0,88
P ₂	379—383	650	3,3	94,6	0,0	2,5	0,015	0,086	3,41	0,91
P ₂	355—360	680	0,3	97,23	0,25	2,29	0,09	0,139	3,23	0,85
<i>Аккулковская площадь</i>										
P ₂	586—592	606	3,1	90,1	0,1	6,7	0,001	0,114	4,8	0,71
P ₂	562—580	617	1,1	96,8	0,1	2,0	0,008	0,037	4,71	0,74
P ₃ ²⁻³	160—162	55	1,38	15,03	0,0	83,27	0,02	1,57	0,3	0,1

Примечание Пробы отобраны пробоотборником ПД-3М

Таблица 43

Сопоставление приведенных статических уровней по разрезу отдельных площадей

Площадь	Водоносный комплекс	Интервал перфорации, м	Приведенный к плотности 1,1 г/см ³ статический уровень		
Жаксыкоянкулакская	} P ₂ ²	2352—2348	130		
Кзылойская		J	768	85	
Жаманкоянкулакская		K	381	75	
Жаксыкоянкулакская		}	359—373	87,6	
Кзылойская				768	89
Аккулковская				568—592	74
		563—580			

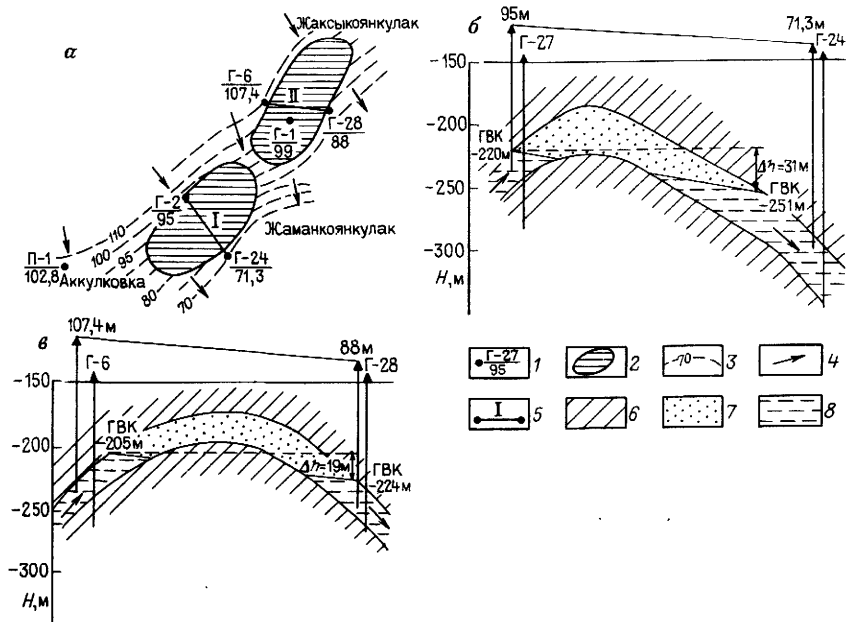


Рис. 72. Гидродинамическая схема кумского водоносного горизонта (а) и гидрогеологические профили I (б) и II (в). I — скважины, в которых получен приток воды (знаменатель — номер скважины, числитель — приведенный к плотности 1,1 г/см³ статический уровень, м); 2 — конфигурация залежей в пределах внешнего контура газоносности; 3 — гидроизоэзы, м; 4 — направление движения пластовых вод; 5 — линия профиля; б — глины; 7 — газ; 8 — вода. Δh — величина смещения ГВК

11.2.9. ЧУ-САРЫСУЙСКИЙ БАССЕЙН

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность и гидрогеологические условия

Чу-Сарысуйский газоносный бассейн площадью около 200 тыс. км² расположен в пределах Южного Казахстана, между южным окончанием Казахского щита и передовыми каледонскими сооружениями Северного Тянь-Шаня. В осевой части бассейна выделяют Тамгалинско-Тастинскую погруженную геоантиклиналь, ограниченную с северо-востока и юго-запада региональными разломами (рис. 73).

Глубина погружения складчатого фундамента допозднерифейского и нижнепалеозойского возраста изменяется от 4—5 км в центральных частях впадин до 0,5—1 км и меньше в осевой и прибортовых частях бассейна. На разновозрастном фундаменте залегают слабо дислоцированные отложения среднего и верхнего палеозоя («эпигеосинклиальный» комплекс), которые перекрыты маломощным (до 500 м) платформенным чехлом мезозоя и кайнозоя. В разрезе отложений палеозоя

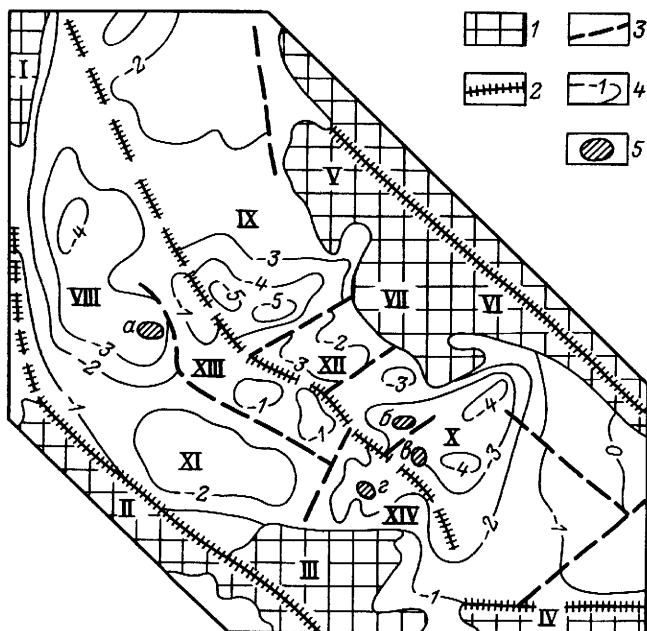


Рис. 73. Структурно-тектоническая схема Чу-Сарысу́йского газоносного бассейна. 1 — горное обрамление, разломы: 2 — глубинные, 3 — прочие, 4 — изогипсы по поверхности фундамента, км; 5 — газовые месторождения: а — Придорожное, б — Амангельды, в — Айрақты, г — Учарал-Кемпыртубе
 Антиклинории: I — Улутаусский, II — Большой Каратау, III — Малый Каратау, IV — Киргизский, V — Эргенекты-Джуантубинский, VI — Илийский, VII — Яуйская глыба Структурные элементы синеклизы Владины: VIII — Копкансорская, IX — Тасбулакская, X — Муюнкумская, XI — Сузакско-Байкадамская; XII — Нижнечуйская ступень, XIII — Тамгалинско-Тастынская геантиклиналь, XIV — Таласско-Коскудукская зона поднятий

выделяют две соленосные толщи: верхнедевонско-турнейскую (200—500 м) и пермскую (300—400 м), не имеющие повсеместного распространения.

В результате поисково-разведочных работ, которые велись с 60-х годов, установлена промышленная газоносность терригенных отложений подсолевого девона (месторождение Придорожное), терригенных верхнетурнейско-нижневизейских отложений (Айрақты, Амангельды), трещиноватых известняков визейского яруса (Придорожное, Амангельды). В терригенных отложениях подсолевой перми открыты залежи азотных газов (месторождения Учарал-Кемпыртубинское, Айрақты, Амангельды).

В разрезе отложений бассейна выделяют пять водоносных комплексов: фаменский, турнейско-нижневизейский, визейско-серпуховский, средневерхкаменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, не имеющих повсеместного распространения вследствие замещения коллекторов глинистыми песчаниками. Разделяющими водоупорами служат: соленосные верхнедевонско-турнейские отложения, развитые в восточной

части Кокпансорской впадины и в Тасбулакской впадине, Нижнечуйской седловине и имеющие повсеместное распространение; глинистые прослои турнейского яруса, глинистые и сульфатизированные толщи нижневизейского и визейско-серпуховского возраста; соленосные образования перми В Чу-Сарысуйском газоносном бассейне каждая впадина представляет собой самостоятельную, изолированную от соседних структурных элементов гидродинамическую систему.

Современная геотермическая ступень по площади бассейна почти везде одинакова, в среднем 35—40 м/°С. В прошлые геологические эпохи палеотемпература была значительно выше: в среднем и верхнем палеозое на палеоглубинах 2000—2500 м отдельных участков температура достигала 270° С, а иногда и более.

Воды подсолевых отложений *фаменского* водоносного комплекса, изученные в Кокпансорской и Тасбулакской впадинах и Нижнечуйской седловине, хлоридно-кальциевые с минерализацией от 47 до 316 г/л, rNa/rCl 0,98. В водах присутствуют, мг/л: бром до 297, иод 30, бор до 100

Пластовые воды *турнейско-нижневизейского* комплекса в центральных частях Кокпансорской и Муюнкумской впадин хлоридно-кальциевые с минерализацией до 250—317 г/л (площади Айракты, Амангельды), rNa/rCl от 0,49—0,77. По мере продвижения к южной бортовой зоне тип вод меняется на сульфатно-натриевый с минерализацией до 150 г/л и коэффициентом rNa/rCl от 0,4 до 4,3. В водах присутствуют микроэлементы: брома до 2080 мг/л, иода до 40 мг/л.

Воды отложений *визейско-серпуховского* комплекса в основном хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 50 до 254 г/л, rNa/rCl 0,49—0,96. В целом минерализация пластовых вод верхнего девона и нижнего карбона уменьшается к югу до 90—100 г/л в Таласско-Коскудукской зоне непосредственно к хребту Малый Каратау. Вблизи горного обрамления воды слабоминерализованные, обогащены сульфатами и гидрокарбонатами.

Средневерхнекаменноугольно-нижнепермский водоносный комплекс содержит воды хлоридно-кальциевого и сульфатно-натриевого типов. В районах развития соленосных отложений минерализация вод 150—300 г/л, rNa/rCl 0,86—0,99.

Подземные воды месторождения Амангельды

Газовое месторождение Амангельды, открытое в 1975 г., приурочено к брахиантиклинальной структуре северо-восточного простирания, расположенной в центральной части Муюнкумской впадины. Размеры структуры по подошве карбона 9×5 км при амплитуде около 250 м. В разрезе отложений нижнего карбона выявлены три газовые залежи: в терригенных породах верхнетурнейского, нижневизейского и в карбонатных отложениях серпуховского возраста. Газ залежей углеводородный. Газоупором служат сульфатизированные аргиллиты. Залежь

газа выявлена и в подсолевых отложениях нижней перми, состав газа азотно-метановый.

Пластовые воды турнейского и нижневизейского газовых горизонтов с минерализацией 266—317 г/л, хлоридно-кальциевого типа, обогащены бромом, иодом и другими микрокомпонентами. Минерализация вод серпуховской залежи 228—254 г/л. Контурные воды пермской залежи представлены крепкими рассолами (280—300 г/л), что обусловлено наличием соленосной покрывки. Ниже по разрезу при удалении от солей минерализация снижается до 109 г/л.

II.2.10. ФЕРГАНСКИЙ БАССЕЙН

Ферганский нефтегазоносный бассейн площадью 30 тыс. км² расположен в пределах одноименной впадины (в системе Западного Тянь-Шаня), ограниченной Кураминским и Чаткальским хребтами на севере, Ферганским на востоке, Алайским и Туркестанским на юге. В западном направлении через узкий Ломакинский прогиб впадина соединяется с Ташкент-Голодностепским предгорным прогибом.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

В разрезе Ферганского бассейна выделяют три структурно-тектонических этажа, сформировавшихся на геосинклинальном (палеозойском), платформенном (мезозойско-палеогеновом) и орогенном (неоген-четвертичном) этапах развития.

Палеозойские отложения, образующие фундамент, представлены сильно метаморфизованными, преимущественно терригенными, а также магматическими породами. На них спорадически (Гузанское поднятие, Андижанская зона поднятий) залегает толща менее метаморфизованных песчано-глинистых образований, условно относимых к пермотриасу, мощностью до 580 м.

Платформенный чехол представлен юрской, меловой и палеогеновой системами.

Юрские отложения — грубообломочные породы с прослоями песчано-глинистых, в нижней части — прослой углей, в верхней — загипсованных глин. Мощность юрских отложений изменяется от нескольких десятков метров до 900 м. В них выделяются промышленные горизонты от XXIII до XXX.

Меловая система подразделяется по местной стратиграфической шкале на семь свит (снизу вверх): муянская (неоком-апт) имеет двучленное строение, нижняя часть — базальные конгломераты (пласт XXII), верхняя — красноцветные песчаники (горизонты XIX—XXI) и глины, мощность свиты от 5 до 300 м; ляканская (нижний альб) — известняки, в восточной части впадины замещаются песчаниками с прослоями мергелей и известняков, мощность свиты не превышает 100 м, в ее разрезе выделяется горизонт XVIII; кызылпиляльская (верх-

ний альб) — преимущественно песчано-глинистые породы мощностью до 400 м; калачинская (сеноман) — грубообломочные породы, местами (Наукатская котловина) гипсы, мощность от 5 до 480 м; устричная (нижний турон) — красноцветные терригенные отложения мощностью — 30—40 м по периферии впадины и карбонатные мощностью до 160 м в ее погружных частях, пласты известняков свиты выделяют как горизонты XVI и XVII; яловачская (верхний турон—сенон) — повсеместно пестроцветные песчано-глинистые, местами загипсованные породы мощностью от 15—20 до 250 м; пестроцветная (сенон) — загипсованные мергели с прослоями известняков и песчаников (горизонты XI—XV), разделенные красноцветными глинами, общая мощность свиты от 20 до 560 м.

В разрезе палеогеновой системы (общая мощность 600 м) выделяют по местной стратиграфической шкале бухарские (горизонты IX песчаный и XIII известняковый), сузакские, алайские (горизонт VII), туркестанские (V и VI), риштанские (IV), и сфаринские, ханабадские и сумсарские (II, III) слои. В основании системы (палеоцен) залегают белые гипсы (горизонт X) мощностью от 2—10 м на западе до 80—100 м на востоке.

Неоген-четвертичные отложения образуют мощную толщу континентальных (массагетская, бактрийская и сохская серии), перекрытых алювиальными, пролювиальными и делювиальными осадками ташкентского, голодностепского и сырдарьинского комплексов. Массагетская серия (верхний олигоцен — нижний плиоцен) состоит из кирпично-красной и бледно-розовой глинисто-песчаных свит мощностью свыше 1000 м, а в северо-западной части впадины замещается соленосно-гипсоносной толщей мощностью до 1400 м. Бактрийская серия (верхний плиоцен) сложена серыми грубообломочными породами мощностью до 1000 м, а в ее основании выделяется пачка конгломератов пласта I, залегающая с размывом и угловым несогласием на породах различного возраста, вплоть до верхнемелового. Отложения сохской серии представлены преимущественно конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Общая мощность четвертичных отложений в центральной части впадины достигает 1300 м.

Ферганский бассейн в тектоническом отношении представляет собой крупный мегасинклиорий, ограниченный глубинными разломами с амплитудами по фундаменту более 3 км на севере и до 2 км на юге. Ступенчатое строение мегасинклиория прослеживается и в покровных отложениях, определяя его главные тектонические элементы: Центральный грабен, Южную, Нарынскую, Чустпап-Наманганскую и Сунетаускую ступени. Крупные тектонические элементы осложнены многочисленными разрывными нарушениями и локальными структурами.

Ферганский бассейн — старейший нефтедобывающий район, где добыча нефти осуществляется с начала XX в. К настоящему времени здесь открыто 62 месторождения. Юрские отложения преимущественно газоносны, реже в них встречаются нефтегазовые залежи. В ме-

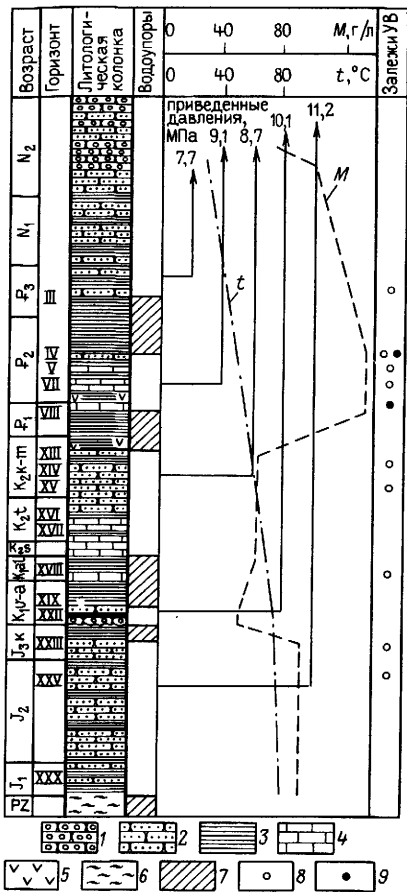


Рис. 74. Гидрогеологический разрез Северо-Сохского месторождения.

1 — конгломераты, 2 — песчанки; 3 — глины, 4 — известняки; 5 — гипсы; 6 — метаморфические породы; 7 — водоупоры; залежи: 8 — газовые, 9 — нефтяные

ловых породах широко распространены нефтегазовые залежи, редко чисто газовые и нефтяные. Палеогеновые образования преимущественно нефтеносны. В неогеновых отложениях открыты только нефтяные залежи.

В Ферганском бассейне выделяют три гидрогеологических этажа: докембрийско-палеозойский, мезозойско-палеогеновый и олигоцен-четвертичный.

Нижний гидрогеологический этаж представлен водоносными комплексами отложений от докембрийского до пермского возраста. Водоносность домезозойских отложений установлена в многочисленных источниках, расположенных в пределах горного обрамления впадины, и в ряде скважин, пробуренных в адырной зоне. Родники выводят преимущественно пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевые воды. В газах этих вод преобладает азот, а содержание метана составляет 0,6—2,2%. Воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 20 до 110 г/л получены из палеозойских отложений в структурных и глубоких скважинах, расположенных в адырной зоне. Минерализация вод растет в сторону центральной части впадины, одновременно в них увеличивается содержание иода (до 12,7 мг/л), брома (до 96,8 мг/л), аммония (до 44,4 мг/л) и других микрокомпонентов, а в газах вод повышается доля метана. Так, в пробе воды из палеозойских отложений площади Майлису-IV содержание метана достигает 73,8%. Газонасыщенность вод низкая: в приведенном выше примере общая упругость водорастворенных газов составляет 7,4 МПа (p_r/p_v 0,34). Приведенное давление снижается от более погруженных площадей к горному обрамлению, что указывает на наличие элементов элизонного водообмена в палеозойском водонапорном комплексе.

В мезозойско-палеогеновом гидрогеологическом этапе выделяют

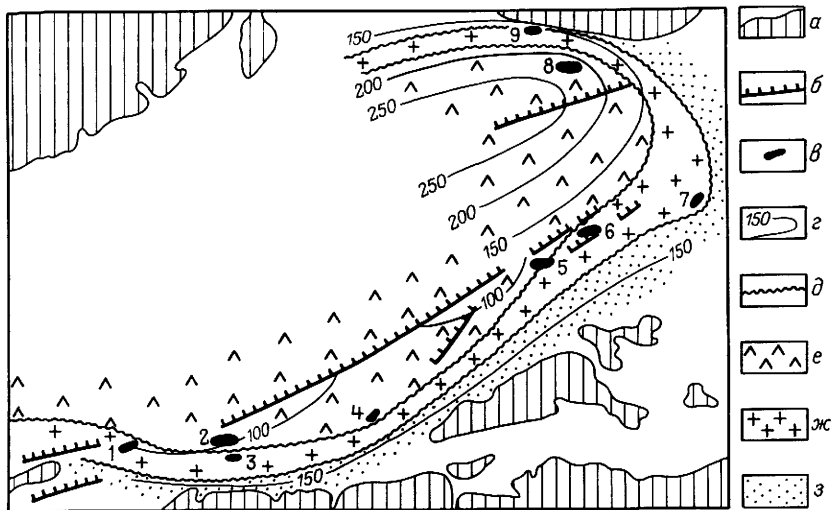


Рис. 75. Гидрогеологическая карта юрского гидрогеологического комплекса Ферганского бассейна.

a — обнажения палеозойских пород, *б* — дизъюнктивные нарушения, *в* — месторождения нефти и газа. 1 — Северный Сох, 2 — Северный Риштан, 3 — Сарыток, 4 — Восточный Ауваля, 5 — Ходжиабат, 6 — Южный Аламышик, 7 — Сузак, 8 — Майлису, 9 — Кызылалма, *z* — приведенные гидроизопьезы, *м*, *д* — границы гидрохимических зон с минерализацией вод, г/л. *е* — < 50, *ж* — 10—50, *з* — < 10

юрский, нижнемеловой, верхнемеловой и палеогеновый комплексы (рис. 74).

В юрском водонапорном комплексе выделяют три гидрохимических зоны (рис. 75). В зоне вод с минерализацией более 50 г/л выделяют две подзоны. Первая — подзона рассолов с минерализацией 50—100 г/л, rNa/rCl 0,70—0,85, тип вод хлоридно-кальциевый. Содержание в водах иода измеряется первыми десятками, брома — первыми сотнями миллиграммов на литр. Газы вод представлены метаном и азотом. Максимальная доля метана установлена в приконтурных водах месторождений, но имеются случаи и очень высокого содержания азота — до 80% (месторождение Майлису). Вторая подзона — крепких рассолов — приурочена к наиболее погруженным месторождениям, минерализация вод свыше 100 г/л, $rNa/rCl < 0,7$, тип вод — хлоридно-кальциевый. Максимальное содержание брома 545 мг/л. В водорастворенных газах преобладает метан.

Температура вод юрского комплекса возрастает от 10° С в источниках до 112,4° С на месторождении Избаскент, а в центральной части впадины может достигать 200° С.

Водорастворенное ОВ юрских отложений характеризуется следующими средними значениями, мг/л: $C_{орг} 5,1$, $N_{орг} 0,39$, $O_{перм} 4,4$, $O_{ид} 17,1$, нафтеновые кислоты 0,5, фенолы 0,36, бензол 1,32, битумоиды 3,2, масла 1,8, смолы 0,05. Более высокие значения типичны для приконтурных вод месторождений.

Современная гидродинамическая обстановка юрского комплекса отражена в характере пьезометрической поверхности (рис. 75). Предполагается наличие двух источников создания напора: элизионного в Центральной Фергане и инфильтрационного по периферии впадины. Верхняя часть разреза юрской системы (мощность от 10 до 350 м), сложенная пестроцветными преимущественно красноцветными глинами с прослоями песчаников и иногда гипсов, рассматривается как верхнеюрский водоупор.

В *нижнемеловом водоносном комплексе*, мощность которого достигает в Восточной Фергане более 300 м, прослеживается гидрохимическая зональность, сходная с таковой в юрском, но отличающаяся от последней более широким распространением зоны пресных и соленых вод пестрого химического состава. По региональному погружению пластов наблюдаются увеличение минерализации вод, снижение коэффициента $r_{Na/rCl}$.

По приведенному давлению в нижнемеловом комплексе выявлены обширные зоны пьезомаксимумов в погруженной части Нарынской ступени и пьезо минимумов в южной бортовой части впадины. Формирование этих зон обусловлено наличием элизионного водообмена в центральной части впадины и области создания инфильтрационного напора в предгорьях Южной Ферганы.

Региональным водоупором, разделяющим ниже- и верхнемеловые водонапорные комплексы, служат глинистые пачки, подстилающие и перекрывающие пласт XVIII льяканской свиты альбского яруса общей мощностью от 70 до 480 м.

Верхнемеловой гидрогеологический комплекс включает водоносные горизонты сеномана (XVIII-а, б, в) и турон-сенона (XVII—XI). Разделяющие их глинистые пласты относятся к категории локальных покрышек, их мощности обычно не превышают нескольких десятков метров. К областям обнажений верхнемеловых пород приурочены многочисленные источники, часто высокодебитные. Воды источников имеют минерализацию 0,25—6,4 г/л, $r_{Na/rCl} > 1$. По региональному погружению пластов минерализация вод возрастает. В зоне разлома между площадями Палванташ и Ходжиосман на расстоянии 10 км минерализация вод резко возрастает от 4 до 248 г/л со сменой сульфатно-натриевого типа на хлоридно-кальциевый, что объясняется экранирующей ролью разлома, разделяющего инфильтрационный и элизионный участки геогидродинамической системы. За пределами западного окончания зоны разлома граница распространения соленых вод смешанного генезиса смещается к северу. В Южной Фергане соленые воды инфильтрационного и смешанного генезиса с минерализацией до 50 г/л распространены в полосе, примыкающей к обнажениям палеозойских пород.

В газах вод данной гидрохимической зоны преобладает азот воздушного происхождения.

Хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией более 50 г/л обогащены микрокомпонентами (иода до 10 мг/л, брома до 150—400 мг/л) и ОВ. Газонасыщенность вод повышается до 1100—1700 см³/л, однако

дефицит упругости водорастворенных газов сохраняется высоким (состав газов метановый — 83—91% метана)

Средние значения характеристик ВРОВ для вод верхнемеловых отложений минимальные в гидрогеологическом разрезе, мг/л: $S_{орг}$ 5,36, $N_{орг}$ 0,13, $O_{вод}$ 12,1, O_{perm} 2,32, фенол и бензол по 0,3. Диапазон изменений этих характеристик почти одинаков в водах месторождений и пустых площадей, что отражает отсутствие геохимического равновесия между залежами УВ и приконтурными водами.

Судя по снижению приведенного давления вод верхнемелового комплекса в северном направлении в Южной Фергане и их повышению в сторону Учкурганского прогиба, можно предполагать сохранение элизионного режима в наиболее погруженной части впадины и более интенсивное проявление инфильтрационного водообмена в пределах южного борта по сравнению с северным. Максимальная замеренная температура вод 108° С на месторождении Северный Сох.

Разрез меловой системы венчают регрессивные образования с гипсоносными глинами и гипсами в верхней части мощностью от 52 до 88 м. Эта гипсо-глинистая толща, датируемая датским веком и нижним палеоценом, играет роль регионального водоупора, отделяющего верхнемеловой гидрогеологический комплекс от палеогенового.

Палеогеновый гидрогеологический комплекс объединяет водоносные горизонты палеоценового и эоценового отделов (водоносные горизонты IX—IV) Область распространения пресных и слабоминерализованных инфильтрационных вод (до 5 г/л) в этом комплексе ограничена обнажениями коренных пород в предгорьях впадины (рис. 76) и некоторыми гидрогеологически раскрытыми структурами. В газах этих вод преобладает азот, но иногда отмечается повышение доли сероводорода (до 55,2% в источнике Шорсу) и углекислого газа (до 28,5% в источнике Сарыкамыш). Повышенное содержание метана установлено лишь в приконтурных водах пласта VII месторождения Аксарай (до 40,5%). Описанная геохимическая зона узкой полосой (5—10 км) отделяется от зоны крепких хлоридно-кальциевых рассолов с минерализацией более 110 г/л, а на наиболее погруженных структурах более 200 г/л (Варык, Шорбулак и др.). Водорастворенные газы этой зоны представлены в основном метаном со значительным содержанием его гомологов (соответственно до 90 и 17,4% в приконтурных водах пласта VII месторождения Палванташ). На месторождениях Избаскент (пласт VII) и Южный Аламышик (пласт V) прослежено увеличение доли этих компонентов с приближением к ВНК. В водорастворенных газах комплекса часто содержится сероводород (до 33,8 и 96,1% соответственно в пластах VII и V месторождения Андижан), углекислый газ (пласт V площадей Текебель и Майлису) и азот (пласт IV площадей Чонгара и Яркутан).

По палеогеновому водонапорному комплексу в пределах Южного борта впадины выявлена обширная зона пьезоминимума, приуроченная к полосе Южно-Ферганского разлома. Учитывая резкую смену гидрохимических зон в этой полосе, можно предполагать, что указанный

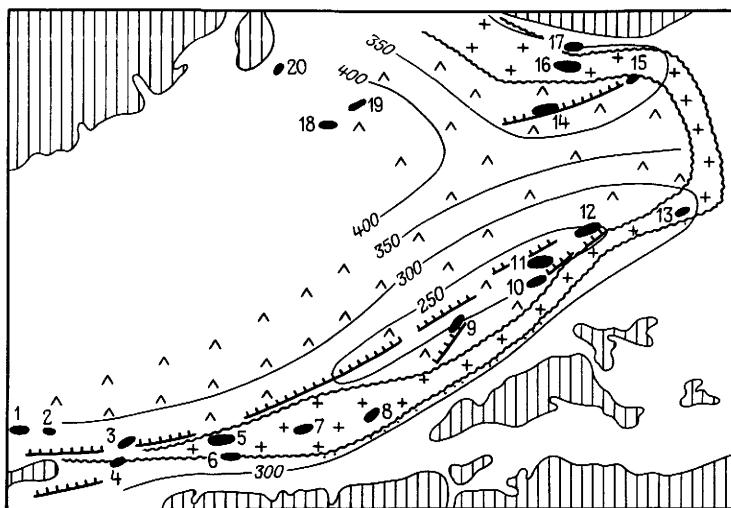


Рис 76 Гидрогеологическая карта верхнепалеоцен эоценового гидрогеологического комплекса Ферганского бассейна

Месторождения нефти и газа 1 — Варык 2 — Ачису 3 — Северный Сох 4 — Гальча 5 — Северный Риштан 6 — Сарыток 7 — Ханкыз 8 — Восточный Ауваля 9 — Палванташ 10 — Андижан 11 — Ходжабад 12 — Южный Аламышик 13 — Чангырташ 14 — Избаскент 15 — Алаш 16 — Майлису IV 17 — Майлису III 18 — Шорбулак 19 — Наманган 20 — Тергачи
Остальные условные обозначения см на рис 75

разлом играет роль экрана между внешней (инфильтрационной) и внутренней (элизионной) геогидродинамическими системами. Взаимодействие этих систем прослеживается и в Северо-Восточной Фергане. Здесь область максимальных приведенных давлений располагается в районе месторождения Наманган и площадей Учкурган и Каранкисай, т. е. в наиболее погруженных частях впадины. Менее значительная область создания напоров приурочена к обнажениям коренных пород в пределах северо-восточного горного обрамления впадины. Между указанными зонами прослеживается зона пьезоминимума, протягивающаяся в районе дизъюнктивного нарушения между площадями Избаскент и Алаш. Температура вод на месторождениях Наманган, Искват, и др. достигает 110—117° С.

Палеогеновый водонапорный комплекс перекрывает толща зеленых глин верхнего эоцена и малиновых глин нижнего олигоцена с хорошими экраняющими свойствами.

Олигоцен-четвертичный гидрогеологический этаж представлен водоносными горизонтами сумсарского яруса олигоцена, массагетской, бактрийской и сохской серий.

Водоносные горизонты сумсарского яруса распространены спорадически и не выдержаны по площади. Гидрохимическая зональность и гидродинамические условия этих горизонтов в целом аналогичны описанным выше для палеогенового водонапорного комплекса.

Массагетские водоносные горизонты приурочены к мощной (до 3 км) толще глинисто-песчаных пород, замещающихся по периферии впадины грубозернистыми песчаниками и конгломератами, а в северо-западной части — гипсоносно-соленосными образованиями. Воды массагетских отложений — это крепкие хлоридно-кальциевые рассолы, минерализация которых достигает 230—280 г/л. Особенность этих рассолов — высокий натрий-хлорный коэффициент (более 0,8), что отражает влияние захороненных гидротермических осадков. Менее крепкие рассолы с минерализацией до 100 г/л и пониженными значениями натрий-хлорного коэффициента распространены в восточной части впадины. В рассолах обнаружено высокое содержание иода (до 50 мг/л) и брома (до 85 мг/л). В водорастворенных газах преобладает азот (более 90%). Температура вод, замеренная на глубине 5005 м в скв. 10 площади Восточный Супетау, составила 220° С, однако, на максимально вскрытой глубине 5630 м на месторождении Гумхана оказалась ниже — 158° С.

Сохско-бактрийские водоносные горизонты, приуроченные к 3—4-километровой толще моласс, содержат пресные и солоноватые воды сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого типов как в родниках и структурных скважинах, так и на глубинах до 1,5 км. Лишь на участках с активным водообменом между массагетскими и бактрийскими водоносными горизонтами в последних встречены хлоридно-кальциевые рассолы: в районе Андижанской группы структур менее крепкие (80—90 г/л), с $r\text{Na}/r\text{Cl}$ 0,70—0,76, в юго-западной части впадины — более крепкие (до 200—230 г/л), с $r\text{Na}/r\text{Cl}$ 0,85—0,94, что совпадает с гидротермической зональностью по массагетским водоносным горизонтам. Присутствие иода и брома установлено только в высокоминерализованных водах (до 11—13 мг/л). Газонасыщенность вод очень низкая (30—60 см³/л) при преобладании в составе газов азота и углекислого газа и присутствии кислорода (0,6—6,9%) и редко метана (менее 0,3%).

От наиболее погруженных районов северо-западного борта впадины в юго- и северо-восточном направлениях приведенное давление подземных вод массагетских отложений уменьшается: 33,3 МПа на площади Восточный Супетау, 28,4 МПа — Чустпап и 11,4 МПа — Южный Варык. Дополнительной областью создания элизионного напора является район Учкурганского прогиба. Основной поток подземных вод по сохско-бактрийским отложениям направлен от предгорий к руслу Сырдарьи и в западном направлении по региональному наклону равнины.

Подземные воды месторождений

Нефтегазоконденсатное месторождение Северный Сох расположено в Южно-Ферганской ступенчато-разрывной зоне и приурочено к антиклинальной складке субширотного простирания размером 9×1,5 км (по палеогеновым отложениям). Разрез сложен породами фанерозоя. Палеозойская группа представлена сильно метаморфизованными и практически непроницаемыми породами, юрская и меловая системы — песчано-глинистыми отложениями, палеоген — преимущественно глинистыми

осадками с прослоями песчаников и в нижней части известняков, неоген — молассовыми отложениями. Мезозойские породы газоносны, в палеогеновых содержатся газовые, нефтегазовые и нефтяные залежи.

В разрезе месторождения выделяют юрский, неокомский, верхнемеловой, эоценовый и верхнеолигоцен-четвертичный водонапорные комплексы, разделенные верхнеюрским, апт-альбским, палеоцен-датским и верхнеэоцен-нижнеолигоценовым водоупорами (см. рис. 74).

Воды юрских отложений хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 100 г/л и небольшим содержанием микрокомпонентов (табл. 44). В составе ВРОВ обнаружено повышенное содержание летучих фенолов (до 1,3 мг/л) и бензола (до 4,7 мг/л). Для меловых отложений характерны менее минерализованные воды (от 25 до 60 г/л), обедненные микрокомпонентами и ВРОВ. В эоценовом комплексе наблюдается более сложная гидрохимическая зональность. На большей части месторождения распространены хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией до 120—130 г/л, но в западной части в горизонте VII появляются воды, более минерализованные (25—35 г/л), чем в окружающих горизонтах (6—8 г/л в IV—V и 10—15 г/л в VIII и IX), причем тип вод сменяется на сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевый. В неогеновых отложениях и в пласте II, залегающем над глинистым водоупором, содержатся рассолы с минерализацией от 50 до 100 г/л. Воды четвертичных отложений пресные (менее 0,5 г/л) гидрокарбонатно-натриевого типа. Для гидрохимического разреза месторождения, исключая его западную часть, характерна инверсия, связанная с более глубоким проникновением инфильтрационных вод в меловые отложения по сравнению с палеогеновыми, что подтверждается превышением приведенного давления в эоценовом комплексе относительно верхнемелового на фоне постепенного снижения приведенного давления вверх по разрезу.

Газоконденсатное месторождение Варык расположено в Канибадам-Таштепинской антиклинальной зоне Центрального грабена и приурочено к асимметричной антиклинали субширотного простирания, осложненной взбросами с амплитудой от 100 до 500 м. Наиболее древние отложения, вскрытые скважинами, — бухарские слои палеоцена, залегающие на глубинах до 5 км (мощность от 73 до 107 м). Они сложены в нижней части гипсами с прослоями глин и доломитов, в средней — переслаиванием песчаников и глин и в верхней — известняками и доломитами. Сузакские слои представлены глинами с прослоями песков и алевролитов мощностью 20—70 м, алайские слои — мергелями и глинами в нижней части и известняками в верхней (10—160 м), туркестанские — глинами с прослоями известняков и в средней части песчаников (60—150 м), риштанские, исфаринские и ханабадские слои — пачкой зеленоцветных глин (35—130 м), сумсарские — малиновыми глинами с прослоями песчаников в кровле (67—111 м). Неогеновая система включает массагетскую (мощность 1510—3139 м) и бактрийскую (2600—2750 м) серии континентальных моласс, вверх по разрезу которых увеличивается грубообломочность пород. Четвертичные отложения представлены

Таблица 44

Химический состав подземных вод месторождения Северный Сих

Возраст пород, пласт	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы мг/л				$\frac{M}{\gamma} \frac{г/л}{г/см^3}$
		Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br	I ⁻	
PZ	2540—2516	56 160	390	1350	7980	670	26 660	25	113,47	20	2,11	93,3
		<u>1583,70</u>	<u>8,20</u>	<u>22,18</u>	<u>398,65</u>	<u>56,18</u>	<u>1159,25</u>					<u>1,069</u>
J, XXVIII	2552—2543	55 710	160	290	8070	790	25 570	28,3	225,9	1,0	9,09	90,6
		<u>1571,0</u>	<u>3,28</u>	<u>4,69</u>	<u>402,30</u>	<u>64,64</u>	<u>1112,03</u>					<u>1,068</u>
J, XXIII	2284—2274	54 810	440	380	7310	1680	26 620	17,6	90,79	He опр	8,67	91,3
		<u>2545,30</u>	<u>9,18</u>	<u>6,23</u>	<u>364,90</u>	<u>38,20</u>	<u>1157,61</u>					<u>1,061</u>
K ₁ , XVIII	2098—2110	26 480	1550	1260	2170	360	15 210	10,0	326,8	»	16,72	47,3
		<u>746,30</u>	<u>32,27</u>	<u>20,73</u>	<u>108,10</u>	<u>29,77</u>	<u>661,43</u>					<u>1,030</u>
K ₂ , XIV	1845—1828	24 750	1980	90	3600	1090	10 807	5,55	54,46	»	9,52	42,3
		<u>697,18</u>	<u>41,25</u>	<u>1,48</u>	<u>179,19</u>	<u>90,83</u>	<u>469,89</u>					<u>1,026</u>
K ₂ , XIV	1710—1696	29 670	7900	760	1960	440	20 200	He опр	»		6,77	60,9
		<u>835,77</u>	<u>164,50</u>	<u>12,46</u>	<u>97,80</u>	<u>36,67</u>	<u>876,26</u>					<u>1,061</u>
P, VII	1440—1445	75 600	890	1250	11 000	3200	31 094	110	He опр.	40	60	123,2
		<u>2129,58</u>	<u>18,54</u>	<u>20,49</u>	<u>550,00</u>	<u>266,67</u>	<u>1351,94</u>					<u>1,104</u>
P, V	1362—1372	42 082	3560	371	2327	656	24 615	42		He опр		74,1
		<u>1185,40</u>	<u>74,17</u>	<u>6,08</u>	<u>140,74</u>	<u>54,68</u>	<u>1070,23</u>					<u>1,056</u>
P, II	1358—1367	42 850	2190	459	3369	1140	22 786	40	He опр	4	9,31	72,8
		<u>1207,05</u>	<u>45,62</u>	<u>7,52</u>	<u>167,71</u>	<u>95,00</u>	<u>990,71</u>					<u>1,055</u>

Примечания 1 Тип вод — хлоридно кальциевый 2 Все исследованные скважины законтурные

крупногалечными конгломератами сохской серии и более молодых алювиальных и пролювиальных образований.

Промышленные залежи нефти содержатся в горизонтах IX, VIII, VII и II, газа — только в горизонте V.

В разрезе месторождения выделяют верхнепалеоцен-эоценовый и верхнеолигоцен-четвертичный водонапорные комплексы, разделенные верхнеэоцен-нижеолигоценным глинистым водоупором.

Наиболее минерализованные воды содержатся в эоценовых отложениях опущенного северного блока (до 200—212 г/л) на глубинах свыше 5000 м. Эти рассолы заметно обогащены аммонием (180—212 мг/л) и иодом (до 20 мг/л) и содержат мало сульфатов и бикарбонатов. Минерализация вод увеличивается от VII к IV горизонту, а затем при переходе через глинистую водоупорную толщу к горизонту II резко (примерно вдвое) снижается с одновременным увеличением содержания сульфатов и бикарбонатов и уменьшением содержания микроэлементов.

В центральном блоке месторождения распространены менее крепкие рассолы, причем вверх по разрезу наблюдается увеличение минерализации вод как в пределах верхнепалеоцен-эоценового комплекса (от 60 г/л в VIII горизонте до 93 г/л в V), так и при переходе к горизонту II (117,6 г/л) и неогеновым отложениям (126,4 г/л). Содержание иода в этих водах довольно стабильно (10—20 мг/л), наблюдается некоторое уменьшение количества аммония.

Воды бухарских слоев южного блока представлены хлоридно-кальциевыми рассолами с минерализацией около 85 г/л и минимальным содержанием иода и аммония, однако из горизонта II получены соленые воды (около 30 г/л) сульфатно-натриевого типа, отражающие процесс внедрения инфильтрационных вод в наиболее приподнятую южную часть складки.

По-видимому, с различной степенью взаимодействия внешней и внутренней геогидродинамических систем Ферганского бассейна в районе месторождения связана гидрохимическая инверсия разреза, наиболее хорошо выраженная в центральном блоке и имеющая характер тенденции в верхнепалеоцен-эоценовом комплексе северного блока. По данным изучения ВРОВ прослеживается ореольный эффект от нефтяных залежей, выражающийся в снижении до фоновых значений концентрации $C_{ХБ}$ (ниже 5,1 мг/л), летучих фенолов (ниже 0,22 мг/л), а также величин иодатной (ниже 10,7 мг/л) и перманганатной (ниже 3,8 мг/л) окисляемости при удалении от ВНК.

В пределах северного блока прослежено уменьшение параметров ВРОВ по горизонту II с удалением от контура нефтеносности на 200 м, мг/л: $C_{ХБ}$ от 11,04 до 8,64, $O_{перм}$ от 21,76 до 3, фенолы от 1,44 до 1 при сохранении повышенного содержания бензола (0,2—0,22 мг/л). В непродуктивных горизонтах IV и VI этого блока значения всех параметров, кроме содержания фенолов, ниже фоновых значений, а количество фенолов вдвое меньше, чем в продуктивном горизонте II (табл. 45). В законтурных скважинах пласта II центрального блока все параметры

Таблица 45

Состав ВРОВ пластовых вод месторождения Варык

Возраст пород, пласт	Интервал перфорации, м	Содержание мг/л				Расстояние до ВНК, м
		С _{ХВ}	О _{вод}	О _{перм}	Фенолы летучие	
<i>Северный блок</i>						
P ₂ , IV	5200—5210	5,09	8,00	4,16	0,15	Непродуктивный пласт
P ₂ , IV	5152—5164	4,66	12,00	1,92	0,72	
P ₃ , II	5001—5024	11,04	42,66	21,76	1,44	0
	4897—4921	8,64	53,82	3,00	1,00	200
<i>Центральный блок</i>						
P ₃ , II	4087—4090	6,48	10,66	1,60	Не обн.	Непродуктивный пласт
P ₂ , VII	4037—4052	23,14	111,90	36,80	6,92	325
P ₂ , V	3953—3968	12,82	66,60	19,20	0,85	400
P ₃ , II	3730—3740	16,66	111,90	17,60	0,43	400
P ₃ , II	3944—3925	13,06	180,00	38,40	6,00	350
P ₂ , VII	3853—3882	10,32	59,80	8,00	Не обн.	100
P ₂ , V	3723—3737	7,78	20,00	4,30	0,95	675
P ₃ , II	3508—3527	13,54	14,66	3,84	0,50	750
<i>Южный блок</i>						
P ₂ , VII	3870—3915	3,07	20,00	10,90	0,72	Непродуктивный пласт
P ₃ , II	3410—3431	10,66	18,66	3,84	0,50	То же
P ₃ , II	3313—3338	3,84	14,66	5,12	0,87	»

оказались выше фоновых и лишь в скважине, расположенной за тектоническим нарушением, определены пониженные величины параметров и не обнаружены летучие фенолы. Следует отметить, что во всех пробах, содержащих растворенный газ, оказалось повышенным содержание фенолов, свидетельствующее о том, что данный параметр является показателем наличия газа, но не характеризует промышленную ценность газового скопления.

II.2.11. АФГАНО-ТАДЖИКСКИЙ БАССЕЙН

Афгано-Таджикский нефтегазоносный бассейн приурочен к межгорной впадине Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенической области. Границами бассейна на севере являются горные системы Гиссара — Зеравшана, на востоке и юго-востоке — Гиндукуша и Паропамиза, на западе — отроги Гиссарского хребта. Почти все границы бассейна — новейшие тектонические, возникшие в процессе вертикальных и горизонтальных перемещений Афгано-Таджикской впадины и сопредельных с ней складчатых областей. Площадь советской части бассейна,

известной под названием Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области, около 60 тыс. км².

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Современное тектоническое районирование Афгано-Таджикского нефтегазоносного бассейна предусматривает выделение ряда субмеридиональных антиклинальных и синклинальных зон, а на севере бассейна субширотно простирающегося Душанбинского прогиба (рис. 77). Геоструктурные элементы построены сложно, в значительной мере они разновозрастные и гетерогенные. Широко развиты пликативные и дизъюнктивные нарушения, а для отдельных участков характерны проявления соляной тектоники.

Фундамент бассейна сложен метаморфическими и магматическими породами доюрского возраста. Осадочный чехол объединяет платформенные (юра, мел, палеоген) и орогенные (неоген-антропоген) образования мощностью до 10—12 км.

Нефтегазоносные комплексы охватывают разрез отложений от верхней юры до палеогена включительно. В палеогеновых образо-

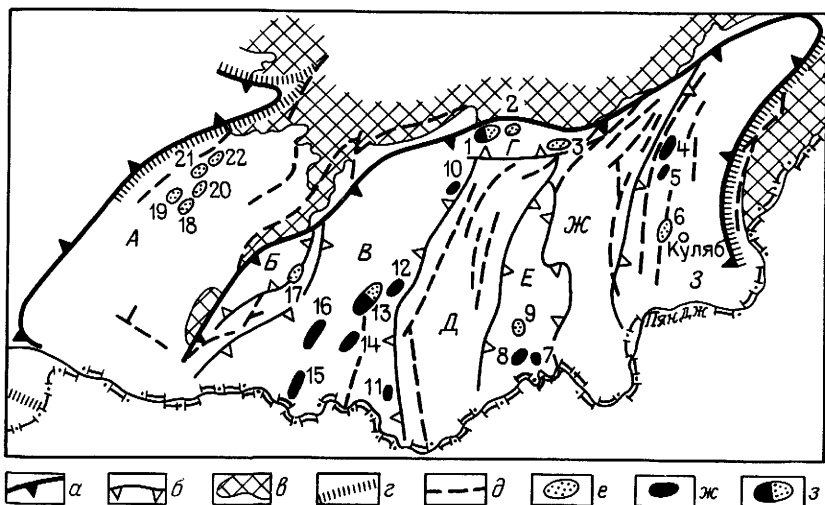


Рис. 77. Обзорная карта Сурхан-Вахшской области Афгано-Таджикского бассейна.

а, б — границы геоструктурных элементов первого и второго порядка, в — выходы на поверхность пород складчатого фундамента, разломы: г — крупнейшие, д — региональные и локальные, месторождения е — газовые и газоконденсатные, ж — нефтяные, з — газонефтяные (1 — Шаамбары, 2 — Комсомольское, 3 — Андыгенское, 4 — Бештентяк, 5 — Узунхор, 6 — Ходжа-Сартис, 7 — Кичик-Бель, 8 — Акбаш-Адыр, 9 — Кызыл-Тумшук, 10 — Северная Курганча, 11 — Амударьинское, 12 — Коштар, 13 — Дяль-Микар, 14 — Кокайты, 15 — Учкызыл, 16 — Хаудагское, 17 — Гаджакское, 18 — Адамташское, 19 — Гумбулакское, 20 — Кошкудукское, 21 — Пачкамар, 22 — Аманата). А — мегаантиклиналь Юго-Западного Гиссара, Б — Байсуинский прогиб; В — Сурханская синклинальная зона, Г — Душанбинский прогиб; Д — Кафирниганская антиклинальная зона; Е — Вахшский прогиб, Ж — Обигармская антиклинальная зона, З — Кулябская синклинальная зона

ваниях преобладают нефтяные залежи, в меловых и юрских — газовые. В верхнеюрской карбонатной толще залежи газа выявлены в Душанбинском и Байсунском прогибах, а также в пределах Юго-Западного Гиссара. Некоторые залежи имеют нефтяные оторочки. В нижнемеловых отложениях газовые залежи установлены в Душанбинском и Байсунском прогибах. Верхнемеловые отложения газоносны в Душанбинском и Вахшском прогибах и Сурханской антиклинальной зоне. Нефтяные залежи в палеоценовых отложениях открыты в Вахшском прогибе, Кулябской и Сурханской синклиналичных зонах. Некоторые залежи с газовой шапкой. Газовые и газоконденсатные залежи с нефтяными оторочками в палеоценовых отложениях выявлены в Вахшском прогибе и Кулябской синклиналичной зоне. Нефтеносность эоценовых отложений подтверждена пока лишь на отдельных структурах Душанбинского прогиба, Кулябской и Сурханской антиклинальных зон.

В осадочном чехле Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области выделяют следующие основные водоносные горизонты: I^a — I^a (эоцен), I—IV (палеоцен), V (маастрихт), VI (сантон), VII (коньяк), VIII (турон), IX (сеноман), X—XI (альб), XII (апт), XIII (баррем), XIV (валанжин), XV—XVI (оксфорд — келловей), XVII—XX (средняя — нижняя юра). В Сурханской зоне водоносные горизонты верхнепалеоценовых (бухарских) отложений имеют иную номенклатуру (I—V). Водоносные горизонты I^a, I—IX, XV, XVI представлены коллекторами преимущественно трещинного типа, а остальные — коллекторами гранулярного типа. Водоносные горизонты I^a — I^a, I—V, IX—XIX, VI—XX, заключенные между региональными водоупорами, объединяются в водоносные комплексы. Сульфат-галогенные образования гаурдакской свиты (кимеридж — титон) разделяют осадочную толщу на два гидрогеологических этажа — надсолевой и подсолевой.

В осадочном чехле бассейна выделяются зоны: АВПД, связанные с неконсолированными отложениями (в нижнесенон-сеноманских и кимеридж-титонских отложениях, а также в неогеновых, нижнеэоценовых и нижнепалеоценовых отложениях Кулябской синклиналичной зоны); нормального давления инфильтрационного генезиса (в палеоцен-маастрихтских отложениях); низкого давления, связанные с толщами с плохими коллекторскими свойствами или с нарушением сплошности водоупора.

Пластовые воды Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области в основном представлены рассолами с минерализацией от 150 г/л (эоцен) до 400 г/л (кимеридж — титон). В наиболее минерализованных рассолах преобладают хлориды щелочноземельных металлов, в остальных случаях — хлориды натрия. Отмечаются как нормальные, так и инверсионные типы гидрохимических разрезов. Наибольшей застойностью характеризуются пластовые воды мезозойско-палеоценовых отложений Кулябской синклиналичной зоны, западной части Вахшского и южной части Душанбинского прогибов. Водорастворенные газы метано-азотные и азотно-метановые; упругость их высокая. Отмечается зависимость состава газовой фазы вод от степени их газонасыщенности.

Содержание ВРОВ варьирует обычно от 50 до 100 мг/л. Повышенные содержания ВРОВ связаны с толщами, обогащенными ОВ и его миграционными разностями.

Значительные дебиты воды присущи коллекторам трещинного типа с низкой пористостью ($<8\%$), низкие дебиты — коллекторам гранулярного типа. С возрастанием пористости водообильность увеличивается незначительно.

Залежи нефти и газа ассоциируются как с мало минерализованными водами сульфатно-натриевого и хлоридно-магниевого типов, так и с рассолами хлоридно-кальциевого типа, связанными с водоносными горизонтами юрских, меловых и палеогеновых отложений.

Подземные воды месторождений

Газонефтяное месторождение Шаамбары приурочено к северо-западному борту Душанбинского прогиба и связано с брахантиклинальной складкой размером $9,3 \times 4,3$ км. Нефтеносны алайские слои эоцена (горизонт I^a), газоносны верхнеюрские карбонатные отложения (горизонт XV). Залежи пластовые, сводовые.

Воды верхнеюрских и нижнемеловых отложений хлоридно-кальциевого типа с минерализацией соответственно 130—216 и 128—287 г/л (табл. 46). Воды сеноман-сенонских отложений хлоридно-кальциевые с минерализацией 33—160 г/л, однако в верхней части сенона воды сульфатно-натриевого типа и имеют минерализацию всего 15 г/л. Воды палеоцен-эоценовых отложений сульфатно-натриевого типа с минерализацией 5—30 г/л, а воды неогеновых отложений имеют минерализацию не более 10 г/л.

Доля метана в свободных газах горизонта XV колеблется от 75 до 96,5%. Характерно повышенное содержание тяжелых УВ (до 13%). Концентрация азота достигает 12%, что более характерно для водорастворенных газов. Состав водорастворенных газов горизонта XV близок к составу свободных газов, поскольку большая часть водорастворенных газов отобрана из приконтурных или подошвенных вод (табл. 47).

Среднее содержание $C_{\text{ХВ}}$ отложений составляет, мг/л: верхнеюрских 1,64, нижнемеловых 2,64, верхнемеловых 1,07, палеоценовых 0,8, эоценовых 1,8, неогеновых 0,8. Максимальные концентрации бензола и фенолов в водах верхнеюрской карбонатной толщи составляют соответственно 3,1 и 1 мг/л, а в водах нижнемеловых отложений 10,5 и 4,4 мг/л.

В интервале глубин 100—2900 м температура изменяется от 21 до 122°С и термоградиент в среднем составляет 3,6°С/100 м.

Нефтегазоконденсатное месторождение Бештентяк находится в северо-западной части Кулябской синклиналиной зоны и приурочено к узкой антиклинальной субмеридиональной складке, осложненной разрывными нарушениями. Размер складки по кровле продуктивного горизонта II равен $14,7 \times 0,8$ км. Нефтеносны трещиноватые карбонатные породы бухарских слоев палеоцена, из которых в 1970 г. был получен промышлен-

Таблица 46

Химический состав подземных вод месторождений Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ, г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁺ + CO ₃ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	V ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Шаамбары</i>														
J ₃	2670—2667	79184 2233,0	806 167,0	56 0,9	6792 338,0	1725 141,0	3985 1732,0	1454 37,0	He опр	37,0	5,33	He опр	130 1,089	ХК
K _{1g}	2772—2755	115260 3246,0	482 10,0	109 1,8	2580 128,0	8844 727,0	59375 2407,0		1,50	39,4	407,5	12,69	183 1,127	»
K _{1a}	2420—2416	90170 2540,0	2250 46,0	292 4,8	10456 521,0	1916 157,0	43255 1882,0	1100 280,0	60	14,06	300,0	21,57	150 1,101	»
K _{1al}	2619	113448 3195,0	406 8,0	97 1,5	16006 798,0	1153 94,0	53044 2306,0		200	51,37	436,9	46,53	185 1,126	»
K _{1al}	2376—2367	178200 4950,0	720 15,0	122 2,0	19640 982,0	2088 174,0	87670 3810,0		100	He опр.	458,2	25,32	287 1,196	»
K _{2k — m}	2074—2064	98184 1768,0	516 10,0	73 1,2	10064 502,0	1451 119,0	48908 2126,0	1097 28,0	120,0	30,13	335,66	He опр.	160,8 1,110	»
K _{2t}	1969—1990	56935 1594,0	1185 24,0	73 1,2	4520 225,0	1183 97,0	29553 1284,0	569 14,0	0,70	21,49	He опр.	»	93,8 1,062	»
K _{2s}	1740—1748	20071 566,0	299 6,0	24 0,4	1879 93,0	69 5,0	10650 463,0	196 5,0	90,0	3,85	»	»	33,3 1,021	»
K _{2s}	1669—1658	4348 122,0	4982 103,0	402 6,6	363 18,0	75 6,0	4808 209,0	81 2,0	2,0	16,79	223,78	»	15,1 1,008	СН
P ₁	1710—1702	750 21,0	960 41,0	61 1,0	140 7,0	2 0,2	1311 58,0		6,84	3,85	2,64	»	4,39 1,003	»

906 Продолжение табл. 46

Возраст пород	Интервал перфорации м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ, г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁺⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
P ₂	1546—1542	1008 28,0	5130 107,0	Следы	240 12,0	Следы	2890 126,0	40 1,0	6,0	2,71	2,0	»	9,0 1,006	СН
P ₂	1375—1359	15400 430,0	2540 53,0	61 1,0	600 30,0	264 22,0	10020 436,0	40 1,0	60,0	11,36	70,0	5,4	29,7 1,020	
<i>Бештентяк</i>														
K _{2m}	2831—2762	200385 5644,0	620 12,0	561 9,2	12555 626,0	2263 186,0	113468 4829,0		450,0	172,9	47,54	17,71	330,4 1,226	XК
K _{2m}	2821—2915	171169 4821,0	3588 74,0	512 8,7	12282 612,0	828 68,0	98775 4199,0		450,0	108,18	66,67	9,31	287,6 1,197	»
P ₁	2757—2642	197994 5577,0	1458 30,0	1000 16,4	11827 590,0	1104 90,0	114483 1939,0		70,0	He опр.	27,72	2,54	327,9 1,224	»
P ₁	2302—2287	63146 1778,0	8312 48,0	144 2,3	2729 136,0	883 72,0	37809 1613,0		438,0	»	81,02	He опр.	107,2 1,073	»
P ₁	1951—1942	74466 2099,0	1790 37,0	518 8,8	3757 187,0	912 75,0	42959 1867,0		227,5	He опр			124 1,084	»
P ₁	2014—2002	113330 3191,0	931 19,0	341 5,5	8356 417,0	1419 116,0	62842 2650,0		110,0	237,0	163,1	22,84	188 1,128	»
P ₁	1975—1965	171169 4821,0	538 11,0	244 4,0	10735 535,0	2594 213,0	94431 408,0		60,0	54,0	183,9	24,96	279,9 1,191	»
P ₁	2049—1977	30112 848	5517 114,0	610 10,0	1402 70,0	668 55,0	19631 841,0		15,0	54,58	17,59	10,58	57,99 1,04	»
P _{2a}	1258—1255	60698 1709,0	3948 8221,0	170 2,8	2754 137,0	1489 122,0	26284 1534		20,0	71,38	26,92	16,92	104,0 1,071	»

P ₃	500	90244	2627	195	3206	1307	53778	10,0	31,36	71,96	22,84	151,4	»
		2542,0	54,0	3,2	106,0	107,0	2333,0					1,103	

Кызылтумушук

K ₂ S	1630	12423	72	24	15520	4520	53010	468	73,64	Не обн.	642	14,4	197,6	»
		3451,0	15,0	0,4	776,0	376,0	2305,0	12,0					1,135	
P ₁	886—867	78300	2064	244	7760	1980	38364			Нет данных			127,7	»
		2176,0	43,0	4,0	388,0	165,0	1668,0	1,087						
P ₁	882—884	20088	3552	61	1840	705	11109			То же			31,5	»
		558,0	74,0	1,0	92,0	58,0	483,0	1,021						
P ₁	818—795	60846	2064	122	5400	1751	30406			»			99,85	»
		1691,0	43,0	2,0	270,0	144,0	1322	1,068						
P ₁	934—932	69516	1680	61	6680	2067	33670			»			122,4	»
		1931,0	35,0	1,0	334,0	170,0	1464	1,083						
P ₂	319	16164	8444	305	760	364	12926			»			38,85	CH
		449,0	176,0	5,0	38,0	30,0	562,0	1,026						
P ₂	270	7884	1872	61	780	328	5589			»			19,09	»
		219,0	39,0	1,0	39,0	27,0	243,0	1,013						
P ₂	1031	5364	5952	244	680	121	5313			»			17,74	»
		149,0	124,0	4,0	34,0	10,0	231,0	1,012						
P ₂	922—930	23688	3408	244	2020	788	13087			»			39,98	XK
		658,0	71,0	4,0	101,0	64,0	569,0	1,027						

Таблица 47

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина отбора, м	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %							Общая упругость газа, МПа	p ₁ /p ₂	
						CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ +в	N ₂ +редкие	He			Ar
<i>Шаамбары</i>															
PZ	2977—2963	2930	121	162	1040	...	84,4	0,2	0,1	He обн.	13,7	0,749	0,121	13,08	0,40
J ₃	2869—2865	2800	120	85	611,5	0,4	82,4	4,5	2,2	1,3	8,7	0,087	0,186	10,2	0,34
J ₃	3165—2990	2350	121	152	551,5	1,7	93,2	0,7	0,3	0,1	4,1	0,708	0,074	9,6	0,306
K _{1g}	2772—2755	2760	112	184	274,3	1,3	28,9	8,14	0,19	0,07	9,6	0,26	0,753	4,40	0,152
K _{1a}	2870—2856	2860	112	105	711,3	0,6	88,8	4,8	0,25	0,11	5,4	0,042	0,112	7,8	0,26
K _{1a}	2365—2360	2150	99	95	97,9	1,2	45,5	0,8	0,1	He обн.	42,5	He	опр.	9,74	0,40
K ₂	2074—2064	2070	96	160	898,0	...	86,0	0,8	0,7	0,4	9,9	0,057	0,235	11,4	0,51
K _{2t}	1740—1718	1735	86	30	477,0	...	8,4	2,7	4,5	5,9	72,6	He	опр.	5,75	0,32
<i>Бештентяк</i>															
P ₃	2368—2296	5850	86	248	1000	2,5	74,4	2,1	0,8	Следы	20,0	0,0015	0,066	37,1	0,90
P ₁	2186—2160	2174	79	248	642,8	3,2	53,0	3,8	0,6	He обн.	39,6	0,0002	0,083	5,0	0,45
P ₁	2019—2011	1990	76	212	714,2	1,5	81,85	0,93	1,08	0,58	14,1	0,0056	0,127	9,0	0,80
P ₁	1997—1982	1990	76	212	714,2	1,5	81,85	0,93	1,08	0,58	14,1	0,0056	0,127	9,0	0,80
P ₁	1938—1935	1930	73	95	1666	1,3	88,39	4,3	2,65	0,73	1,52	0,0001	0,168	25,0	0,98
P ₂	2576—2557	2500	85	101	500	3,01	3,02	0,52	0,01	0,01	93,08	0,23	1,43	11,0	0,48
P ₂	2542—2537	2500	85	2	200	2,4	5,2	0,15	0,10	0,15	83,6	0,01	2,30	5,0	0,57
P ₂	2369—1905	1890	83	3	200	2,1	30,79	0,85	0,35	0,23	57,1	0,01	0,64	5,0	0,45
P ₂	1090—1055	1045	54	72	1094	0,35	84,2	4,0	1,1	He обн.	10,0	0,160	0,087	21,0	1,0
<i>Кызылтумушук</i>															
P ₂	477	Устье	50	30	800	1,2	93,5	0,8	He обн.	4,4	0,252	0,158	5,0	1,0	

ный приток нефти. Кроме того, приток нефти был получен из сумсарских слоев эоцена.

Подземные воды месторождения хлоридно-кальциевого типа с минерализацией от 57 до 330 г/л (табл. 46).

Водорастворенные газы палеоценовых отложений азотно-метановые (см. табл. 47).

В водах бухарских отложений содержится, мг/л: бензола 4,2, фенолов 4,1, $C_{\text{ХБ}}$ 13,7. В водах акджарских пород бензола и фенолов соответственно не более 0,26 и 1,22 мг/л, маастрихтских — бензол и фенолы отсутствуют или отмечаются в виде следов. В водах алайских отложений содержание ВРОВ ниже, чем в бухарских, но выше, чем в акджарских и маастрихтских, что, вероятно, связано с большей растворяющей способностью ВРОВ менее минерализованными рассолами алайских пород.

По величине геотермического градиента можно выделить две зоны: первая (0—1000 м) 5,3° С/100 м, вторая (1010—3000 м) — 1,9° С/100 м.

Газовое месторождение Кызылтумшук расположено в центральной части Вахшского прогиба. В структурном отношении представляет асимметричную антиклинальную складку почти меридионального простирания. Промышленно газоносны палеоцен-маастрихтские отложения. Залежи пластовые, сводовые.

Воды эоценовых отложений сульфатно-натриевого, хлоридно-магниевого и хлоридно-кальциевого типов имеют минерализацию 18—40 г/л. Воды палеоценовых и маастрихтских отложений представлены рассолами (до 200 г/л) хлоридно-кальциевого типа, в верхней части минерализация уменьшается до 30—60 г/л. Газовый фактор — 810—1040 см³/л, состав газов метановый.

III. ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

III.1. ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ МЕГАБАССЕЙН

Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн площадью более 2,5 млн. км² — один из крупнейших в мире. Его естественными границами являются горные сооружения Урала и Пай-Хоя на западе, Алтае-Саянская горная система на юге и Сибирская платформа на востоке.

Гидрогеология глубоких горизонтов мегабассейна освещена в публикациях М. С. Гуревича, Н. Н. Ростовцева, А. А. Розина, В. Б. Торговановой, А. Э. Конторовича, Н. И. Обидина, С. В. Егорова, В. В. Нелюбина, Б. П. Ставицкого, Н. М. Кругликова, Л. М. Зорькина, В. М. Матусевича, Ю. Г. Зимина, Ю. П. Гаттенбергера, С. Н. Беспаловой и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Западно-Сибирский мегабассейн представляет собой гигантскую депрессию, выполненную мощными (до 10 км) осадочными отложениями от юрского до четвертичного возраста, залегающими с перерывом на эрозионной поверхности складчатого фундамента или промежуточного комплекса

Фундамент мегабассейна сложен палеозойскими геосинклинальными интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами, прорванными интрузиями кислого и основного состава. Поверхность фундамента, обнажающегося по обрамлению бассейна, погружается к его внутренним и северным районам. Ее глубина в широтном Приобье составляет 3 км, во впадинах до 5,5 км, а на севере до 10 км.

Промежуточный структурный комплекс, сложенный терригенными осадочными и вулканогенными породами в основном триасового возраста, выполняет глубокие впадины рельефа фундамента. Эти породы слабо дислоцированы и достигают мощности 5 км в северных районах и в Пурском желобе.

Осадочный чехол начинает формироваться с юрского периода. От нижележащих пород он отделен перерывом в осадконакоплении продолжительностью несколько десятков, а возможно, и сотен миллионов лет. Характерная особенность осадочного чехла мегабассейна — развитие исключительно терригенных песчано-глинистых пород.

По строению осадочного чехла выделяют три крупных надпорядковых тектонических элемента: Внешний пояс, Центральную и Северную зоны [7]

Во Внешнем поясе, окаймляющем мегабассейн с запада, юга и востока, преобладает моноклиналиное залегание пластов с углами наклона до 1° , мощность пород не превышает 2 км, установлены неоднократные перерывы в осадконакоплении.

Центральная зона площадью около 1 млн. км² характеризуется развитием замкнутых структур первого и второго порядков (своды, мегавалы, впадины и мегапрогибы). Амплитуда структур по поверхности фундамента достигает 500 м, но вверх по разрезу уменьшается до 20—100 м по отложениям верхнего мела и палеогена. Положительные структуры занимают до 40% площади зоны. Мощность осадочного чехла изменяется от 3 км и менее на сводах и мегавалах до 4 км в пределах впадин.

Северная зона граничит с Центральной по уступу, проходящему вдоль Сибирских Увалов, и раскрывается в акваторию Карского моря. В ее пределах установлены наибольшая мощность осадочного чехла (до 10 км) и наиболее резкие ее изменения (до 1,5 км). Интенсивность прогибания в Северной зоне в течение юры, мела и палеогена была в 2 раза большей, чем в Центральной зоне. Только за послемеловой отрезок времени прогибание на севере достигло 500—800 м. Однако, начиная со среднего олигоцена, северные районы испытали подъем

до 500 м, сопровождавшийся размывом ранее отложенных пород, тогда как в Центральной зоне сохранялось незначительное прогибание. Резкая перестройка геотектонического режима произошла в позднплиоценовое — четвертичное время, когда после понижения уровня Мирового океана в среднем плиоцене на 200—250 м северные районы начали погружаться. Это погружение сопровождалось восстановлением регионального базиса эрозии и привело к накоплению в переуглубленных долинах и эстуариях рек четвертичных отложений мощностью более 300 м.

Характерная особенность Северной зоны — наличие толщ многолетнемерзлых пород, сохранившихся с доголоценового времени. С севера до широтного колена Обской губы эта толща имеет сплошное, а южнее, вплоть до Широтного Приобья, островное развитие. Сквозные талики образуются под руслами крупных рек (Обь, Енисей, Таз и др.). Мощность толщи достигает 500—550 м в левобережной приустьевой части Енисея. Здесь же установлена минимальная температура пород толщи — $-6 \div -8^{\circ}\text{C}$.

Структуры осадочного чехла прослеживаются по всему разрезу, заметно выходящая в верхних горизонтах. Дизъюнктивные нарушения широко развиты в фундаменте и породах промежуточного комплекса. В осадочном чехле многие разрывы затухают в юрских и нижнемеловых горизонтах, однако установлены нарушения, секущие и весь осадочный чехол.

Осадочный разрез Западно-Сибирского мегабассейна характеризуется широким диапазоном нефтегазоносности. Здесь выделяют шесть продуктивных нефтегазоносных комплексов: палеозойский, нижнесреднеюрский, неокомский, аптский, сеноманский, турон-сенонский. Для отложений нижнесреднеюрского продуктивного комплекса покрывкой служит глинистая толща верхней юры — нижнего мела. В отдельных зонах отложения этой покрывки опесчаниваются, часть глин рассланцовывается и превращается в коллектор. В этих зонах в верхнеюрско-нижнемеловой толще выделяют три самостоятельных нефтегазоносных комплекса: келловей-оксфордский (васюганский), кимеридж-волжский (баженовский) и берриас-нижневаланжинский (ачимовский). Ряд комплексов выделяют в качестве возможно перспективных: триасовый, кампан-датский, палеоценово-нижнеолигоценый, среднеолигоценово-четвертичный [7].

Планомерные нефтегазопромысловые работы в мегабассейне начаты в 1948 г. На первом этапе (1948—1953 гг.) было открыто Березовское газовое месторождение, что послужило толчком к интенсификации геологоразведочных работ. В 1954—1960 гг. были разведаны газовые месторождения Березовского района и открыто первое нефтяное месторождение на Шаймской площади. Начиная с 1961 г. в различных районах мегабассейна открываются крупные газовые, газоконденсатные и нефтяные месторождения, и к 1986 г. в пределах бассейна известно 270 месторождений. Интенсивно развивается и добыча УВ. Если в 1970 г. здесь было добыто 9,5 млрд. м³ природного газа, то в 1986 г. 156 млрд. м³, что составило 36% всесоюзной добычи газа. К концу 1983 г. тюменские

газовики и нефтяники достигли небывалой добычи: 1 млрд. м³ газа и 1 млн. т нефти в сутки.

Регионально распространенной толщей глинистых пород туронско-олигоценового возраста мощностью до 800 м разрез осадочного чехла бассейна подразделяется на два гидрогеологических этажа. Верхний (кайнозойский) этаж, сложенный олигоцен-четвертичными песчаными породами, на большей части бассейна находится в зоне активного водообмена, содержит пресные воды инфильтрационного генезиса. В северной зоне подземные воды этажа в основном находятся в твердой фазе. Нижний гидрогеологический этаж, включающий породы от фундамента до меловых включительно, относится к зоне затрудненного водообмена. Он на всей площади (кроме периферийного пояса шириной 20—200 км) надежно изолирован от влияния поверхностных факторов, имеет мощность 2—6 км и содержит воды с минерализацией обычно 10—30 г/л. Все выявленные залежи нефти и газа приурочены к этому гидрогеологическому этажу. В его составе выделяют пять гидрогеологических комплексов: палеозой-триасовый, нижнесреднеюрский, берриас-валанжинский, неокомский и апт-сеноманский.

Палеозой-триасовый гидрогеологический комплекс охватывает трещиновато-пористые породы доюрских отложений: кору выветривания фундамента и образования промежуточного структурного этажа. Опробованы эти породы на органиченном числе площадей. Водообильность комплекса исключительно изменчива: притоки сильно колеблются — от практически «сухих» скважин до фонтанных с дебитом до 4500 м³/сут (Фроловская площадь). Значительные фонтанные притоки вод (до 350 м³/сут) отмечены в Шаймском и Березовском районах, где они связываются с трещиноватыми зонами фундамента и базальными отложениями юрского возраста.

Нижнесреднеюрский гидрогеологический комплекс распространен повсеместно, мощность его изменяется от 10—150 м в прибортовых частях бассейна до 1500 м в Северной зоне. В пределах нефтеносных районов Широтного Приобья его мощность составляет 300—600 м. В комплексе выделяют до 11 песчаных пластов, невыдержанных по простиранию и крайне неоднородных по коллекторским свойствам. Повышенными пористостью (до 20%) и проницаемостью (до $1 \cdot 10^{-12}$ м²) обладают песчаники шеркалинского горизонта и вогулкинской толщи в нижней части разреза комплекса. Из них получены притоки воды с дебитами до 350 м³/сут, однако в основном дебиты скважин составляют 20—60 м³/сут при значительных понижениях уровня (до 500—1100 м). С песчаными породами комплекса связаны основные нефтяные и газовые залежи Приуральской и Фроловской нефтегазоносных областей. Перекрывается юрский водоносный комплекс регионально распространенным верхнеюрско-берриасским водоупором преимущественно глинистых пород, достигающим мощности 300—600 м. В центральной части мегабассейна в его разрезе выделяют битуминозные глинисто-сапропелево-кремнистые породы баженовской свиты мощностью до 60—70 м.

Берриас-валанжинский водоносный комплекс состоит из преимущест-

венно песчаных пород ачимовской толщи мощностью до 250 м. Он широко распространен в Центральной зоне. К западу, в Мансийской и Надымской синеклизах, комплекс замещается глинами фроловской свиты, а на востоке в связи с опесчаниванием разреза объединяется с вышележащим неокомским водоносным комплексом. В Приобье мощность водоупора над берриас-валанжинским комплексом составляет 100—150 м. В состав комплекса входят нефтеносные горизонты Б₁₆—Б₂₃.

Неокомский водоносный комплекс объединяет песчано-глинистые отложения верхней части мегионской и вартовской свит мощностью до 800 м. К нему приурочены основные нефтеносные горизонты Центральной и Северной зон (групп Б и А). Мощность проницаемых песчаных пластов изменяется от 5 до 40 м, глинистых разделов обычно не превышает 20 м. В западной части мегабассейна песчаные породы полностью замещаются глинами фроловской свиты, тогда как к востоку и на севере неокомский разрез существенно опесчанивается. Пористость песчаных пластов 10—22%, проницаемость $600 \cdot 10^{-12}$ м². Дебиты скважин, вскрывших водоносные пласты, изменяются в широких пределах — от 2 до 800 м³/сут при самоизливе и не более 30—120 м³/сут при понижениях уровня воды на 400—700 м.

Верхним водоупором над неокомским водоносным комплексом служат глинистые породы кошайской свиты нижнеаптского возраста мощностью в центральных районах 40—100 м, которая существенно возрастает к западу, где водоупор входит в состав глин фроловской свиты. Напротив, в восточных и северных районах водоупор отчетливо не прослеживается, и неокомский водоносный комплекс сливается с апт-сеноманским комплексом.

Апт-сеноманский водоносный комплекс представлен песчано-глинисто-алевритовыми отложениями покурской серии мощностью до 1000 м. С песчаными породами верхней части комплекса связаны крупнейшие газовые месторождения севера Западно-Сибирского бассейна. Пористость песчаных пород в сеноманской части разреза нередко превышает 25—30%, проницаемость достигает $2 \cdot 10^{-12}$ м². Высокие фильтрационные свойства и большая мощность водоносных пород обеспечивают большие дебиты. В Широтном Приобье дебиты воды самоизливом составляют 2—4 тыс. м³/сут, а в скважинах специальной конструкции — 15 тыс. м³/сут.

Апт-сеноманский водоносный комплекс перекрыт региональной толщей турон-палеогеновых глин мощностью до 800 м, изолирующей нижний мезозойский гидрогеологический этаж от кайнозойского. Этот водоупор отсутствует в Приенисейской зоне мегабассейна, где весь разрез мезозоя-кайнозоя сложен преимущественно песчаными породами.

Суждения о гидродинамике основываются на сравнении абсолютных отметок статических уровней пластовых вод, так как в условиях Западно-Сибирского мегабассейна с небольшими перепадами минерализации и температуры подземных вод приведение напоров к пресным водам или к единой плоскости сравнения не обеспечивает заметного повышения достоверности гидродинамических данных.

Пластовое давление трещинных вод пород фундамента близ об-

рамления мегабассейна соответствует гидростатическому. По мере погружения фундамента и при более затрудненной связи с поверхностью начинает преобладать сверхгидростатическое давление, распределенное без видимой закономерности. В Центральной зоне встречены АВПД с коэффициентом аномальности до 1,5.

Статические уровни вод юрского комплекса закономерно снижаются от 150—200 м в южных, юго-восточных и юго-западных периферийных районах до 60—40 м к Центральной и Северной зонам мегабассейна, где наблюдается неупорядоченное изменение напоров с незакономерными, довольно резкими перепадами в 20—80 м. Видимо, отдельные линзовидные проницаемые пропластки песчаников, заключенные среди глинистых пород, обладают различным пластовым давлением насыщающих их флюидов и не сообщаются друг с другом. Нередко встречается здесь и сверхгидростатическое давление. В ряде случаев, особенно в Северной зоне, зафиксированы АВДП с коэффициентом аномальности до 1,5 на Губкинском, Вэнгаяхском, Западно-Таркосалинском и других месторождениях и 1,7 на Уренгойском месторождении (пластовое давление 63 МПа).

Гидродинамическая обстановка берриас-валанжинского водоносного комплекса сходна с обстановкой юрского комплекса. Статические уровни подземных вод, имеющие отметки 160—140 м на южной и юго-восточной периферии мегабассейна, закономерно снижаются к северу и северо-западу, составляя в широтном Приобье примерно 80 м. Севернее Сибирских Увалов отметки пьезометров обычно равны 50 м с тенденцией снижения в северном направлении. Минимальные положительные отметки статических уровней вод комплекса около 10 м установлены на крайнем северо-востоке мегабассейна (Малохетское, Пеляткинское месторождения). В северной зоне наблюдается неупорядоченное распределение напоров, в том числе проявляется сверхгидростатическое давление. В частности, на Губкинском и Северо-Губкинском месторождениях пластовое давление в ачимовском горизонте составляют 31—35 МПа на глубине 2700—2900 м, на Восточно-Тазовской площади около 50 МПа на глубине до 3140 м. АВПД характерны для п-ва Ямал, где коэффициент аномальности достигает 1,5—1,7. По сравнению с юрским комплексом площадь развития неупорядоченных напоров и проявления сверхгидростатического давления в берриас-валанжинском комплексе существенно уменьшается и смещается в северном направлении.

Неокомский водоносный комплекс изучен значительно детальнее, чем нижележащие, поскольку с проницаемыми пластами этого комплекса связаны основные залежи нефти Западной Сибири. Самые высокие отметки пьезометрической поверхности установлены на юге и юго-востоке бассейна, где они достигают 140—160 м и закономерно снижаются в северном и северо-восточном направлении. Гидравлический уклон составляет $5 \cdot 10^{-4}$. Вдоль западной приуральской части мегабассейна пьезометрическая поверхность наклонена в восточном, северо-восточном направлении, причем перепад отметок более значительный — от 140—120 до 20 м. Гидравлический уклон здесь возрастает до $1 \cdot 10^{-3}$. В централь-

ной части мегабассейна, где сосредоточены основные нефтяные месторождения Широного Приобья, статические уровни подземных вод устанавливаются на отметках 90—75 м, последовательно снижаясь к северу. Влияние подтока вод с западного обрамления мегабассейна совершенно не ощущается, что связано, очевидно, с экранирующим действием глин фроловской свиты (рис. 78). В то же время нет никаких свидетельств и о продолжающемся отжатию вод из этих глин. Напротив, весь Салымский и отчасти Сургутский нефтеносные районы, примыкающие с востока к полосе развита глин, оказываются в зоне гидравлической тени. Гидроизопазы здесь наиболее разряжены, гидравлический уклон не превышает $6 \cdot 10^{-5}$.

Севернее Сибирских Увалов отметки пьезометров снижаются в северном, северо-западном и северо-восточном направлении от 70 м до нуля в районе Обской и Тазовской губ. Относительно повышенные отметки уровней приурочены к Надым-Пурскому водоразделу. Отрицательные отметки пьезометрических уровней отмечены на крайнем севере мегабассейна (Среднемессояхская, Паютская, Малохетская и другие площади). На севере же встречены отдельные проявления сверхгидростатического давления (п-ов Ямал).

В апт-сеноманском комплексе уровни вод на юге и юго-востоке устанавливаются на отметках 160—150 м в краевой части мегабассейна, понижаясь на север до 120—130 м и в более погруженной его части. В приуральской части мегабассейна пьезометрическая поверхность снижается с отметок 140 до 100—80 м в восточном направлении к долине р. Обь. В районах Широного Приобья отметки уровней вод составляют 90—80 м, постепенно понижаясь в северном направлении (рис. 79). Гидравлический уклон равен 10^{-4} . В районах газовых месторождений Медвежьего, Уренгойского, Ямбургского и других отметки пьезометров равны 20—0 м, снижаясь в северном направлении до отрицательных значений. Гидравлический уклон составляет $1—2 \cdot 10^{-4}$. Перепад напоров соответствует наклону ГВК.

В целом гидродинамическая обстановка апт-сеноманского комплекса наиболее спокойная по сравнению со всеми нижележащими комплексами; пьезометрическая поверхность плавно погружается от обрамления мегабассейна к центральному району и далее на север к Карскому морю. Здесь отметки уровней подземных вод в скважинах имеют отрицательные значения, пластовое давление ниже гидростатического. Причина таких уникальных условий достоверно не установлена, но несомненно их связь с охлаждением разреза и многолетнемерзлыми породами, развитыми здесь повсеместно.

Максимальная зарегистрированная температура пород составляет 160°C на глубине 4940 м (Надымская площадь), минимальная — 8°C в толще многолетнемерзлых пород на северо-востоке мегабассейна. Температура подземных вод в низах осадочного чехла периферии бассейна $10—20^{\circ}\text{C}$. В Центральной зоне температура кровли доюрских пород составляет, $^{\circ}\text{C}$: в Салымском районе 120—140, на Сургутском своде 90—115, на Нижневартовском своде 105—125. В Приуральском

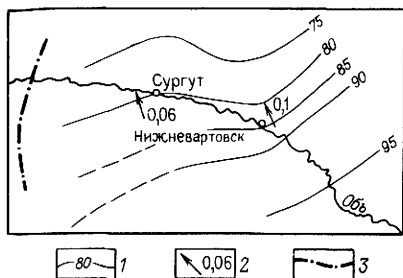


Рис. 78. Схема приведенных напоров вод неокомского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна (по Ю. П. Гаттенбергеру): 1 — гидроизоэпезы, м, 2 — направление движения и градиент напора вод, м/км; 3 — западная граница распространения пород-коллекторов вартовской свиты

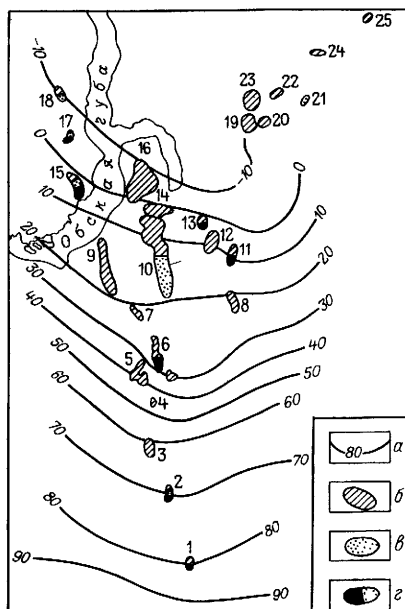


Рис. 79. Схема приведенных напоров вод апт-сеноманского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна (по В. Н. Корценштейну).

а — гидроизоэпезы, м, месторождения: б — газовые, в — газоконденсатные, г — нефтегазовые (1 — Охтеурьевское, 2 — Варьеганское, 3 — Вэнгапурское, 4 — Вэнгайхинское, 5 — Комсомольское, 6 — Северо-Пурейское и Губкинское, 7 — Ямсовейское, 8 — Русско-Асельское, 9 — Медвежье, 10 — Уренгойское, 11 — Русское, 12 — Заполярное, 13 — Тазовское, 14 — Северо-Уренгойское, 15 — Новопортское, 16 — Ямбургское, 17 — Нурминское, 18 — Арктическое, 19 — Соленинское, 20 — Мессояхское, 21 — Малохетское, 22 — Казанцевское, 23 — Пелятинское, 24 — Озерное, 25 — Джангутское)

районе повышенной температурой (до 80—90° С) выделяется Шаимский мегавал, тогда как в Березовском районе максимальная температура редко достигает 60—80° С. Высокой температурой 135—140° С характеризуется Красноленинский свод.

Температура подземных вод в кровле неокомского водоносного комплекса изменяется от 10—15° С по периферии бассейна до 80—90° С на Красноленинском своде. На западе температура в кровле комплекса составляет 40—70° С, причем наиболее высокие значения отмечены в Шаимском и южной части Березовского района (50—75° С), севернее пос. Березово температура воды, как правило, не превышает 40—50° С. Салымский и примыкающие к нему районы характеризуются температурами несколько больше 80° С, на Сургутском своде — 55—60° С, на Нижневарттовском — 65—73° С. В Северной зоне наиболее высокая температура (более 70° С) установлена в северной половине п-ова Ямал, в Надымском и Таркосалинском районах.

В кровле апт-сеноманского комплекса температура подземных вод изменяется от 0—5 до 35—45° С. По периферии бассейна развиты наиболее холодные воды, их температура не превышает 20° С. В центральной

зоне максимальная температура (более 40° С) установлена на Красномлинском своде и в Салымском районе. Повышенной температурой (более 30° С) выделяются Шаимский мегавал и Нижневартовский свод. Напротив, Сургутский свод, расположенный в самом центре бассейна, оконтуривается минимальными значениями температуры, не превышающими в наиболее приподнятой части свода 25° С. Большая часть Северной зоны характеризуется температурой 20—40° С, а на всей территории севернее Тазовской губы преобладает температура менее 20° С. На уровне ГВК основных газовых залежей в сеноманских породах температуры составляют 20—34° С, снижаясь до 12—15° С на Арктическом, Мессояхском и других северных месторождениях (табл. 48).

В региональном плане основная закономерность распределения температуры подземных вод Западно-Сибирского мегабассейна — ее нарастание от периферии к центральным районам, вызванное погружением водоносных комплексов. Средний градиент разреза осадочного чехла в зоне положительной температуры (ниже подошвы нейтрального слоя или подошвы многолетнемерзлых пород) изменяется от 1,5 до 6° С/100 м. Минимальные значения (до 3° С/100 м) характерны только для прибрежных частей мегабассейна в полосе шириной 50—120 км на западе, 100—200 км на юге и до 600 км на востоке (значительная ширина зоны вдоль восточного борта мегабассейна связана с максимальной песчаностью отложений). Для всей внутренней части мегабассейна геотермический градиент превышает 3° С/100 м, максимальные его значения (до 5—6° С/100 м) установлены в пределах Шаимского мегавала, Красномлинского свода. Для этих же структур отмечена наибольшая плотность теплового потока — до 80—95 мВт/м², которая характерна также для таких положительных структур, как Нижневартовский, Александровский и Каймысовский своды в Центральной зоне. На большей же части территории мегабассейна преобладает сравнительно спокойное тепловое поле с плотностью теплового потока 40—60 мВт/м².

Для распределения температуры в разрезе осадочного чехла ха-

Таблица 48

Пластовая температура на ГВК газовых месторождений Западно-Сибирского мегабассейна

Месторождение	Температура на ГВК, °С	Месторождение	Температура на ГВК, °С
Арктическое	13	Ямсовейское	28
Ямбургское	28	Северо-Комсомольское	34
Тазовское	27 (ВНК)	Губкинское	25
Заполярное	34	Айваседопурское	31
Уренгойское	34	Комсомольское	30
Медвежье	34	Вэнгапурское	30
Юбилейное	32	Вэнгояхинское	22
Южно-Русское	19	Варьеганское	33

рактрно увеличение разницы температур на одинаковой глубине в разных районах по мере возрастания глубин (рис. 80).

Подземные воды Западно-Сибирского мегабассейна характеризуются малой минерализацией (в среднем 20 г/л), бессольфатностью, значительным содержанием ВРОВ и газов углеводородного состава. Основная региональная гидрохимическая зональность заключается в последовательной смене вод инфильтрационного генезиса с минерализацией 1—5 г/л, развитых в окраинных частях мегабассейна, хлоридно-кальциевыми водами с минерализацией до 15—20 г/л по мере

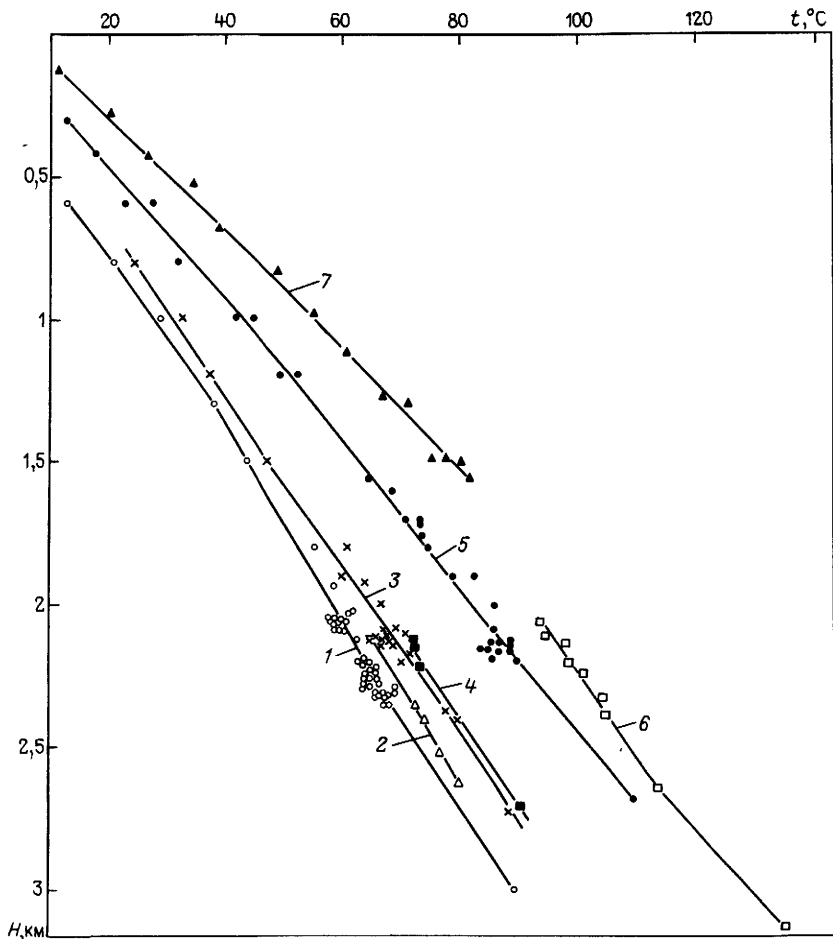


Рис. 80 Геотермограммы нефтяных месторождений центральной зоны Западно-Сибирского мегабассейна (по Ю. П. Гаттенбергеру).

1 — Сургутская группа месторождений, 2 — Руссинское, 3 — Усть-Балыкское, 4 — Соснинское Советское, 5 — Мегионское, 6 — Салымское, 7 — Шаймская группа месторождений

продвижения к центральным областям. Площадь развития инфильтрационных опресненных вод последовательно увеличивается вверх по разрезу.

В доюрском и юрском водоносных комплексах (рис. 81) ширина периферийной полосы пресных и слабосоленых (до 5 г/л) вод обычно составляет 20—50 км, достигая 200 км в Чулымо-Енисейском районе. Далее к центру мегабассейна происходит увеличение минерализации, достигающей максимума 70—87 г/л на юго-востоке в пределах Нижневартовского, Александровского, Межевского сводов. В этом же районе при опробовании трещиноватых и трещинно-поровых домезозойских пород установлены наиболее концентрированные рассолы во всем бассейне (до 100—114 г/л). Коэффициенты rNa/rCl и Cl/Br находятся в пределах 0,84—0,92 и 270—320 соответственно. Содержание брома обычно 80—160 мг/л (максимально до 186 мг/л), иода 5—12 мг/л.

В западной половине Центральной зоны мегабассейна (Ханты-Мансийская и Надымская впадины) развиты воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 10—15 г/л. Для них характерны бессульфатность, малое содержание кальция и повышенное количество гидрокарбонат-иона. Отношение Na/Ca достигает 30—50, коэффициенты rNa/rCl и Cl/Br составляют соответственно 1,01—1,5 и 180—290. Содержание брома не превышает 80 мг/л, иода 15 мг/л.

В Северной зоне, судя по сравнительно малочисленным данным, юрский водоносный комплекс на большей части площади насыщен водами невысокой минерализации (до 15 г/л) хлоридно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов. На этом фоне отмечено несколько районов с водами повышенной минерализации хлоридно-кальциевого типа: наиболее обширный из них протягивается в северном направлении от Варьеганского до Комсомольского и Западно-Таркосалинского месторождений, где установлены рассолы с минерализацией до 60 г/л, другой район приурочен к Медвежьему и Сандибинскому месторождениям, где встречены воды с минерализацией 35—49 г/л.

Для берриас-валанжинского комплекса характерны снижение минерализации подземных вод по сравнению с юрским комплексом и расширение полосы развития пресных и солоноватых вод по периферии мегабассейна, которая на востоке достигает ширины 300 км. На большей части региона развиты воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 17—30 г/л. Концентрация микрокомпонентов в них составляет, мг/л: брома 14—60, иода 6—20, бора 4—10. Коэффициенты rNa/rCl и Cl/Br соответственно равны 0,79—0,99 и 170—280.

На юго-востоке в пределах Нижневартовского, Александровского и Межевского сводов установлены воды с минерализацией 35—55 г/л. Видимо, этот район протягивается севернее Вэнгапурского и Комсомольского месторождений, где из пород ачимовской толщи также получены рассолы с минерализацией до 52—56 г/л, в которых повышено содержание кальция (до 7—11% экв) и брома (до 120 г/л) и снижено количество гидрокарбонат-иона и иода (не более 7 мг/л). Напротив,

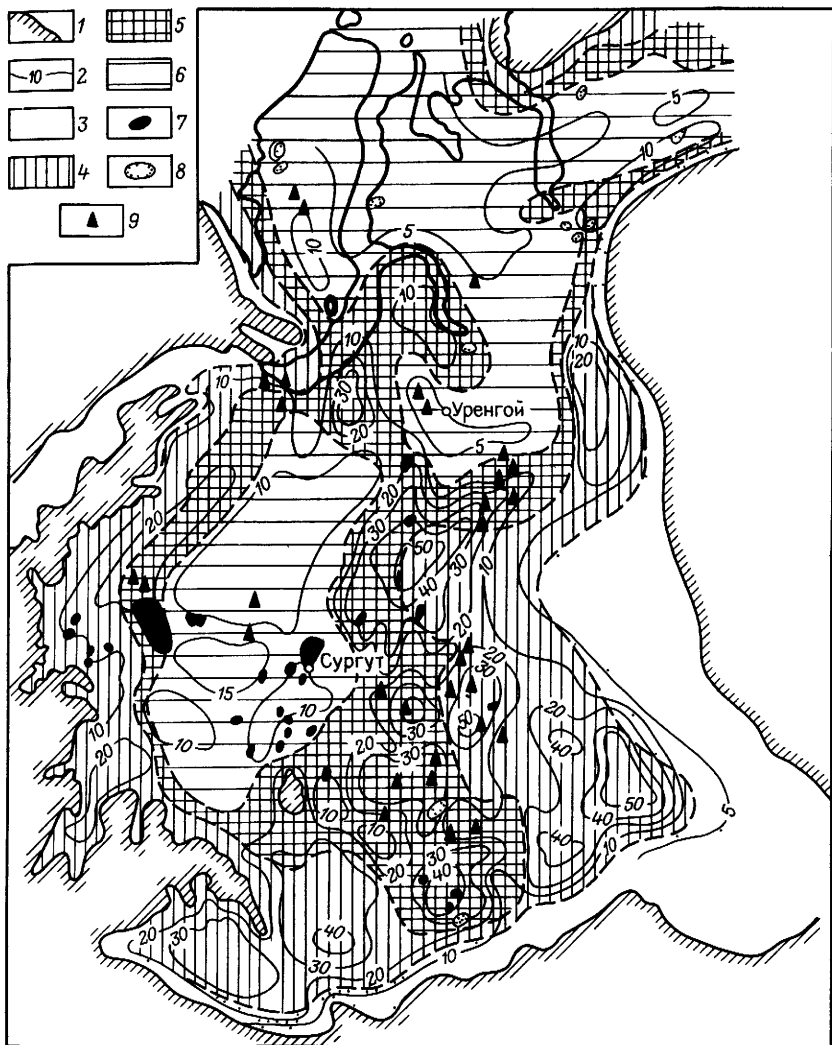


Рис 81 Гидрохимическая карта юрского комплекса Западно Сибирского мега бассейна (по М Я Рудкевичу и Н Ф Чистяковой)

1 — границы распространения коллекторов комплекса 2 — изогалы г/л зоны вод различных типов 3 — гидрокарбонатно натриевого инфильтрационного генезиса 4 — хлоридно кальциевого и гидрокарбонатно натриево хлоридно магниевого участки сульфатно 5 — хлоридно кальциевого хлоридно магниевого участка сульфатно и гидрокарбонатно натриево 6 — гидрокарбонатно натриевого элюзионного генезиса залежи 7 — нефтяные 8 — нефтегазо конденсатные 9 — нефтегазо проявления

в Мансийской синеклизе наблюдается преимущественное развитие вод гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией обычно менее 16 г/л. Еще менее минерализованные воды (3—10 г/л) отмечены в глубоких впадинах Северной зоны мегабассейна, они характеризуются повышенным содержанием гидрокарбонат-иона (до 30—60%-экв), незначительным количеством кальция (2—4%-экв) и микрокомпонентов (брома 6—25 мг/л, иода 2—12 мг/л).

В *неокомском водоносном комплексе* происходит дальнейшее сокращение площади соленых вод. Максимальная их минерализация не превышает 30 г/л, причем воды с минерализацией более 20 г/л развиты сравнительно узкой полосой в восточной части Центральной зоны, протягиваясь от Вэнгапурского месторождения на севере через восточные районы Нижневартовского свода до широты Омска на юге. Основная площадь Центральной зоны занята водами хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 15—20 г/л. Меньшая минерализация (10—15 г/л) и повышенное содержание гидрокарбонат-иона отмечаются в водах Мансийской синеклизы, причем тип воды здесь в нижних горизонтах комплекса гидрокарбонатно-натриевый, а в верхних — хлоридно-кальциевый (табл. 49).

В Северной зоне развиты в основном воды хлоридно-кальциевого типа с минерализацией до 15—18 г/л, которые к северу сменяются еще менее солеными водами гидрокарбонатно-натриевого типа бессульфатными с повышенной концентрацией гидрокарбонатов (до 3,6 г/л) и пониженной — кальция (не более 0,4 г/л). Содержание микрокомпонентов, мг/л: брома 20—40, иода 1—20, бора 10—14. Коэффициенты r_{Na}/r_{Cl} и $Cl/Bг$ составляют соответственно 1,01—2,6 и 130—400. Следует отметить, что на многих месторождениях Северной зоны получены притоки существенно опресненных вод с минерализацией 5—7 г/л и ниже. Такие воды встречены в пластах, содержащих нефтегазоконденсатные залежи, и являются, по-видимому, конденсатогенными.

В *апт-сеноманском комплексе* пресные и слабосоленоватые воды (с минерализацией до 3 г/л) занимают полосу по периферии бассейна шириной до 100 км на западе и до 150—300 км на востоке, а воды с минерализацией 10—20 г/л и очень редко выше — центральную и северную части мегабассейна (табл. 50). Воды с минерализацией более 15 г/л протягиваются широкой субмеридиональной полосой от Омского Прииртышья до Гыданского полуострова. В целом эти воды относятся к хлоридно-кальциевому типу, содержат не более 200—250 мг/л гидрокарбонат-ионов и до 300—450 мг/л ионов кальция. Концентрация брома редко превышает 50 мг/л, иода 5—15 мг/л. Коэффициенты r_{Na}/r_{Cl} и $Cl/Bг$ составляют соответственно 0,85—0,99 и 160—340. Характерно, что в отличие от вод нижележащих комплексов в Центральной зоне почти не встречены воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Слабощелочные воды апт-сеноманского комплекса появляются на ряде площадей Северной зоны (Тазовской, Русской и др.). Их минерализация здесь составляет 10—18 г/л, в составе зна-

Химический состав подземных вод неокомского комплекса Центральной зоны Западно-Сибирского мегабассейна

Пласт (воз- раст)	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				$\frac{M, \text{г/л}}{\gamma \text{ г/см}^3}$	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Уватская площадь</i>													
К ₁	2184—2190, 2200—2207	7904,8	32,90	1525,0	180,8	41,3	5573,8	30,0	Не опр.	55,0	Не опр.	14,8	ГКН
		222,90	0,68	25,01	9,02	3,39	242,84						
<i>Правдинское месторождение</i>													
БС ₈	2400—2392	6459,32	Не обн.	2013,0	73,14	25,4	4853,23	21,0	64,1	50,5	24,17	13,5	ГКН
		182,15		33,0	3,65	2,09	211,01						
БС ₆	2381—2372	6889,4	50,2	610,0	43,08	Не обн.	4799,4	21,0	65,0	45,24	25,01	12,5	»
		180,17	1,05	10,0	2,15	208,0	1,008						
<i>Верхнесальмская площадь</i>													
АС ₁₁	2191—2210	6002,45	31,27	1561,6	167,33	25,05	4303,46	21,0	15,0	16,8	20,0	12,2	ГКН
		169,08	0,68	25,6	8,37	2,07	187,12						
АС ₁	2097—2104	7393,25	31,27	1403,0	185,97	22,62	5082,77	21,0	37,0	41,6	17,5	14,2	»
		208,51	0,65	22,3	9,87	1,87	271,01						
<i>Южно-Балыкское месторождение</i>													
БС ₁₀	2477—2481	9223,7	Не обн.	1207,8	287,17	17,51	6075,2	24,8	72,0	54,2	22,1	16,8	ГКН
		260,1		19,8	14,33	1,44	264,1						
БС ₁₋₂	2180—2172	9513,06	4,0	756,4	344,69	35,26	5994,9	45,0	63,0	59,6	22,0	16,6	»
		268,27	0,08	12,4	17,2	2,90	260,65						
АС ₆	1987—2000	10718,96	Не обн.	324,6	395,92	36,84	6617,49	15,0	20,0	43,25	4,31	18,4	»
		301,94		8,6	19,8	3,05	287,7						

Усть-Балыкское месторождение

BC ₁₀	2346—2364	9093,4 256,4	3,29 0,07	902,8 14,8	101,2 5,05	12,4 1,02	6100,3 265,2	15,0	62,5	50,1	20,2	16,2 1,011	ГКН
BC ₉	2262—2272	9652,9 272,2	1,65 0,03	939,4 15,4	242,9 12,12	29,43 2,42	6615,7 273,1	15,0	72,5	53,8	21,0	17,5 1,012	»
BC ₈	2196—2190	9163,32 258,41	Не обн.	375,2 13,2	192,38 9,60	34,05 2,80	5961,83 259,21	36,0	62,0	56,46	23,8	16,2 1,01	»
BC ₆	2131—2135	9443,1 266,3	»	610,0 10,0	212,6 10,6	31,98 2,63	6050,4 263,1	27,0	55,0	54,3	20,1	26,3 1,011	ХК
BC ₅	2134—2128	9373,2 264,3	74,87 1,56	462,6 7,6	204,4 10,2	40,4 3,33	2978,85 259,95	20,0	Не опр.	54,8	21,4	16,1 1,011	»
BC ₂₊₃	2145—2149	9732,9 274,88	Не обн.	353,8 5,8	294,79 14,7	39,28 3,23	6027,15 262,05	21,0	53,0	55,14	22,4	16,7 1,01	»
BC ₁	2110—2113	9777,0 276,0	»	348,0 5,7	428,0 10,7	77,8 6,4	6085,8 264,6	48,0	58,0	62,8	24,5	16,5 1,01	»
AC ₇	1928—1931	9418,86 266,06	3,29 0,07	384,3 6,30	271,14 13,53	42,92 3,53	5663,46 294,62	21,0	34,2	53,8	17,9	16,0 1,01	»

Западно-Сургутское месторождение

BC ₁₀	2352—2345	7987,5 225	Не обн.	1464,0 24,0	216,0 10,8	21,28 2,4	5423,4 235,8	Не опр.	21,6	52,3	18,8	15,3 1,01	ГКН
BC ₉	2266—2263, 2320—2315	9230,0 260,0	8,0 0,17	1073,6 17,6	236,0 11,8	51,24 4,2	6026,71 261,37	»	18,0	56,7	23,12	16,8 1,01	»
BC ₉	2327—2322	8520,0 240,0	Не обн.	1293,2 21,2	252,0 12,6	34,7 2,6	5658,0 246,0	»	21,6	55,3	18,9	15,9 1,011	»
BC ₈	2214—2212	9497,5 267,0	8,0 0,17	536,8 8,8	244,0 12,2	46,36 3,8	5933,3 257,97	»	14,4	78,1	34,2	16,4 1,011	ХК
BC ₁	2077—2074	9443,0 266,0	Не обн.	237,9 3,9	380,0 19,0	Следы	5727,0 249,03	»	26,0	51,2	24,4	16,0 1,01	ХК

Русская площадь

BC ₁₀	2404—2400	9230,0 260,0	2,0 0,04	1342,0 22,0	316,5 15,8	43,92 3,60	6040,7 262,6	Не опр.	18,0	75,2	33,8	17,2 1,01	ГКН
------------------	-----------	-----------------	-------------	----------------	---------------	---------------	-----------------	---------	------	------	------	--------------	-----

Пласт (воз- раст)	Интервал перфора- ции, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ⁺	Br ⁻	I ⁻		
BC ₁₀	2359—2356	9940,0	4,0	1122,4	316,0	56,12	6594,0	Не опр.	18,0	54,4	24,8	18,0	XM
		280,0	0,08	18,4	15,8	4,6	278,08						
BC ₂	2128—2122	11537,5	4,0	219,6	464,0	43,92	6943,2	»	18,0	55,8	20,6	19,4	XK
		325,0	0,08	3,6	23,2	3,60	301,88						
BC ₁	2109—2104	10650,0	4,0	122,0	412,0	51,24	6377,44	»	18,0	37,4	24,4	17,8	»
		300,0	0,08	2,0	20,6	4,20	277,84						
<i>Советское месторождение</i>													
BB ₈	2218—2210	14649,8	Не обн.	292,9	2314,6	24,3	6909,9	29,2	Не опр.	63,9	10,9	24,2	XK
		413,17		4,80	115,5	2,0	300,47						
AB ₁	1666—1693	11537,5	4,1	140,3	1060,1	63,5	6201,3	10,0	50,0	22,6	12,8	19,6	»
		323,36	0,08	2,3	52,9	5,22	269,6						
<i>Охтеурьевское месторождение</i>													
K ₁	1721—1727	17305,0	Не обн.	54,90	2424,4	21,40	8420,53	24,0	25,0	64,58	10,2	26,0	XK
		487,4		0,9	121,2	1,71	366,1						

Таблица 50

Химический состав подземных вод апт-сеноманского комплекса Западно-Сибирского бассейна

Месторождение, площадь	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л, (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)								Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	CO ₃ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄	B ¹⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Северная зона</i>															
Арктическое	760—803	2975,17	88,88	488,0	10,0	47,79	9,56	10,6	2086,33	6,64	6,14	14,38	3,73	5,7	ГКН
		83,90	1,85	8,0	0,4	2,38	0,79	0,27	90,71					1,0054	
Тазовское	1179—1184	10282,85	14,81	262,3	12,0	283,09	90,96	30,6	6252,55	17,70	12,83	45,34	15,65	17,8	ХК
		289,98	0,31	4,50	0,4	14,13	7,48	1,53	271,85					1,0119	
»	1155—1164	10655,16	Не обн.	231,8	Следы	271,74	116,74		6466,76	...	10,05	46,99	18,76	17,7	»
		300,48		3,8		13,56	9,60		281,12					1,011	
»	1270—1275	9927,0	Следы	1147,5	»	130,36	73,0		6464,95	0,3	...	49,32	5,07	17,8	ГКН
		279,97		18,81		6,5	6,5		286,15					1,012	
Заполярное	1334—1352	10283,40	5,0	201,3	»	216,03	66,76		6373,76	...	8,8	43,85	15,37	17,1	ХК
		289,99	0,10	3,3		10,78	5,49		277,12					1,013	
»	1435—1442,	10140,7	Следы	219,6	»	250,5	66,9		6241,78	49,18	4,64	16,9	»
		285,97		3,6		12,5	5,5		271,5					1,012	
Ямбургское	1196—1206	10952,7	Не обн.	244,13	»	274,13	102,63		6701,0	6,8	1,4	49,49	17,93	18,3	»
		308,84		4,0		13,86	8,44		290,77					1,011	
Уренгойское	1270—1275	11084,58	12,0	256,28	»	200,4	79,04		6924,43	42,66	15,80	18,6	»
		212,58	0,25	4,20		9,98	6,50		301,18					1,013	
»	1320—1201	8787,13	21,40	244,0	»	228,33	77,52	32,5	5375,95	15,49	10,24	41,84	11,20	14,86	»
		247,8	0,45	4,0		11,39	6,38	0,83	233,65					1,0101	
Медвежье	1176—1186	11157,98	13,17	292,8	»	255,7	90,96	41,0	6841,12	28,77	19,24	49,34	16,92	18,8	»
		314,66	0,27	4,80		12,76	7,48	2,05	297,44					1,0127	
»	1204—1213	11085,06	18,11	317,2	12,0	248,39	85,48	41,0	6833,53	25,82	17,10	48,01	16,92	18,7	»
		312,61	0,38	5,20	0,4	12,40	7,03	2,05	297,11					1,0125	
Русское	989—996	6877,0	Следы	147,0	Следы	157,75	44,05		4160,34	20,0	25,0	26,90	11,96	11,5	»
		193,95		2,4		7,87	3,62		184,86					1,007	
Губкинское	793—822	10956,9	27,4	109,8	»	392,8	150,0	30,5	6308,26	19,44	10,04	45,5	13,23	18,06	»
		308,98	0,56	1,8		19,60	12,34	0,78	278,62					1,0142	
»	820—807	10956,9	11,1	97,6	»	357,1	150,0	29,5	6438,04	16,5	8,03	42,98	12,82	18,1	»
		308,98	0,23	1,6		17,8	12,34	0,75	279,92					1,0133	

Месторождение, площадь	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л, (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄	B ³⁺	Br ⁻		

Центральная зона (Среднеобская нефтегазоносная область)

Ханты-Мансийская	1838—1834	6072,0	4,0	904,9	He опр.	16,04	41,4	4021,1	He опр.	47,9	8,8	10,8	ГКН
	»	171,2	0,08	13,2	»	8,0	3,4	173,1	»	65,50	19,4	1,009	
		8386,0	6,1	333,4		63,60	5176,0	14,2					
»	1110—1107	236,49	0,13	5,47	»	11,45	5,23	224,36	»	He опр.		1,010	»
		8524,0	12,1	245,5		419,3	9,32	4968,0		14,2			
Салымское	1090—1070	240,0	0,25	4,03	»	20,92	7,72	215,28	30,0	50,0	34,6	10,1	1,010
	1734—1756	6295,4	He обн.	610,8		192,38	57,15	3984,29					11,1
Правдинское	1050—1540	177,59		10,0	»	9,60	4,70	173,23	He опр.				1,008
		9586,97	4,0	268,48		274,55	108,35	5800,5	16,1	XM			
»	1380—1070	270,36	0,08	4,40	»	13,70	8,91	252,23	»				1,010
		9722,07	0,02	219,66		241,88	89,50	5941,96	16,2	»			
Усть-Балыкское	988—1050	274,17	0,04	3,6	»	12,07	7,36	6288,7	29,7	60,4	57,4	14,5	1,010
		10651,1	2,5	195,2		424,5	116,9	6288,7					17,7
»	1120—1020	300,96	0,05	3,2	»	21,18	9,0	273,4	He опр.				1,012
		12436,2	8,0	414,9		1112,2	57,80	6840,7	20,9	»			
Западно-Сургутское	1555—1407	350,74	0,17	6,8	»	55,5	4,75	297,45	60,0	He опр.	46,1	16,3	1,015
		10855,2	He обн.	189,4		385,41	140,3	6233,16					18,0
»	1398—1186	306,15		9,10	»	19,23	11,54	275,02	22,5	He опр.			1,011
		11356,27	»	176,9		681,4	142,9	6624,6		18,8	»		
Соснинско-Советское	1055—1633	319,89		2,9	»	34,0	11,75	293,76	23,3	He опр.	44,4	7,6	1,011
		10532,4	»	195,3		836,4	91,2	5777,3					17,4
Мегнионское	1055—1633	297,0		3,2	»	41,50	7,50	251,2	24,8	»	57,5	10,9	1,013
		12016,7	»	36,6		681,4	142,9	6755,6					19,6
»	1329—979	338,9		0,6	»	34,0	11,75	293,76	22,5	»	45,6	12,9	1,0148
		11934,9	»	179,4		601,2	145,9	6806,7					19,6
		336,6		2,94		30,0	12,0	296,1					1,01

чительно увеличивается концентрация гидрокарбонатов (до 1300 мг/л), иногда появляются сульфаты (до 15 мг/л)

Подземные воды Западно-Сибирского мегабассейна седиментогенные, их формирование связано с накоплением осадков в опресненных внутренних морских водоемах и континентальных условиях. Влияние инфильтрогенных вод отчетливо проявляется по периферии мегабассейна. В глубочайших впадинах Центральной и Северной зон на геохимический облик подземных вод в юрских и нижнемеловых породах наложили отпечаток процессы отжатия рыхло связанных вод из мощных глинистых толщ (фроловской и других свит). На формирование щелочных вод с минерализацией 7—15 г/л в этих районах оказали значительное влияние процессы обогащения седиментогенных вод углекислотой, выделяющейся при метаморфизации ОВ. К опреснению вод в этих районах ведут, вероятно, и процессы отжатия возрожденных вод при термогидратации глинистых минералов на глубинах более 2,5 км.

Состав водорастворенных газов палеозойского комплекса в краевых частях мегабассейна метано-азотный (азота 55—67%, метана 30—40%) и азотно-метановый (азота 35—48%, метана 50%). В метано-азотных газах тяжелые УВ отсутствуют, а в азотно-метановых их содержание не превышает 0,5%, диоксид углерода не более 2%. По мере погружения домезозойских пород состав водорастворенных газов становится метановым и азотно-метановым, содержание тяжелых УВ может достигать 10—15%. Иногда отмечается повышенное содержание водорода (до 2%), гелия. В Ханты-Мансийском районе на Фроловской площади в составе газов отмечено повышенное содержание диоксида углерода — 12,7%. В водах Северной зоны в основном растворены газы метанового состава (метана 80%), на некоторых участках обогащенные углекислотой (до 14,2% на Южно-Русской площади). Газосодержание в подземных водах домезозойских образований закономерно увеличивается от 50—500 см³/л по периферии до 1000—2000 см³/л в центральных районах и до 3000—5000 см³/л в погруженной Северной зоне.

Водорастворенные газы юрского комплекса (рис. 82) в основном имеют метановый состав и лишь в краевых частях мегабассейна (шириной не более 300 км) метано-азотный и азотно-метановый. Содержание тяжелых УВ не превышает 4—5%, однако вблизи контуров нефтяных залежей оно достигает 10—15 и даже 20%. Углекислый газ содержится в количестве 2—5%, лишь на локальных участках достигая 10%. Газосодержание в водах Центральной зоны составляет 1500—1800 см³/л, уменьшаясь к периферии до 100—200 см³/л. В Северной зоне отмечены значительные колебания газосодержания, обычно в пределах 1500—3000 см³/л, при максимальных значениях до 4000—4500 см³/л в районе Пур-Тазовского междуречья. Газонасыщенность вод достигает предельной величины лишь вблизи залежей УВ, но фоновые значения упругости газов обычно на 5—10 МПа меньше пластового давления.

Газонасыщенность и состав водорастворенных газов берриас-валан-

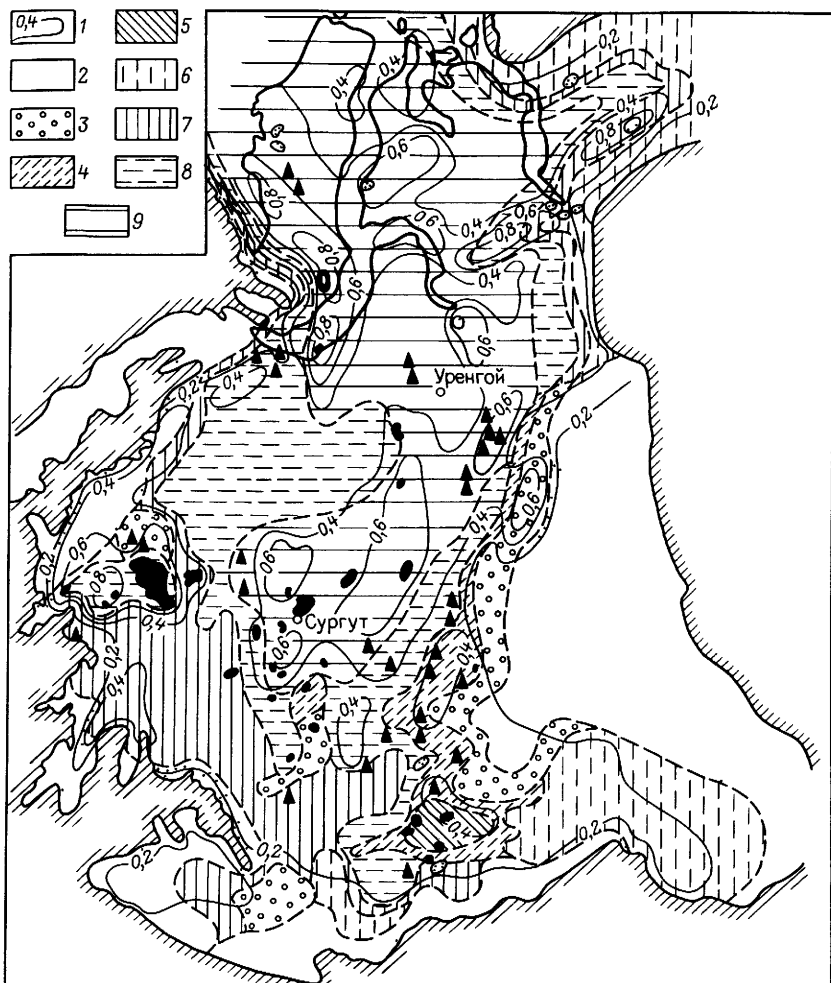


Рис 82 Карта состава водорастворенного газа юрского комплекса Западно Сибирского мегабассейна (по М Я Рудкевичу и Н Ф Чистяковой)

1 — изолинии коэффициента газонасыщенности класс водорастворенных газов азотн углеводородного родного состава (в скобках — содержание тяжелых УВ %) 2 — сухие (<math>< 1</math> 3 — тощие (1—3) 4 — полужирные (3—5) 5 — жирные (> 5) то же углеводородного состава 6 — сухие (<math>< 1</math> 7 — тощие (1—3) 8 — полужирные (3—5) 9 — жирные (> 5)
 Остальные условные обозначения см на рис 81

жинского и неокомского водоносных комплексов практически одинаковы. По всей Внешней зоне мегабассейна проходит полоса развития азотных, метано азотных и азотно метановых газов, ширина которой достигает в восточных районах 500 км. Внутренняя зона мегабассейна занята исключительно метановыми газами (метана > 90%) с содер-

жанием азота не более 5—7%, а углекислого газа долей процента. Доля тяжелых УВ (обычно 2—5%) возрастает вблизи контуров нефтяных залежей, иногда до 12 и даже 25%. Газонасыщенность подземных вод возрастает от окраин мегабассейна к центральной части и в северном направлении, где она составляет 3500—3800 см³/л. Упругость водорастворенных газов меньше пластового давления во внутренней зоне мегабассейна на 5—12 МПа, на севере — до 15—17 МПа.

В апт-сеноманском водоносном комплексе от окраин мегабассейна к центральным районам состав газов также меняется с азотного на метановый, в составе газа резко преобладает метан (до 99%), азота содержится не более 2%, углекислого газа — до 0,5%. Здесь отмечаются самые низкие доли редких газов (гелия 0,006—0,022%) и гомологов метана (до 1%, причем преобладает этан). Газонасыщенность вод комплекса в центральных районах (где развиты метановые газы) 700—2000 см³/л, причем в Среднем Приобье, где нет залежей свободного газа, газонасыщенность 800—1200 см³/л, а в Северной зоне около газовых месторождений наиболее часты значения 1700—2000 см³/л. В Среднем Приобье упругость водорастворенных газов не превышает 4—5 МПа, т. е. почти вдвое меньше пластового давления, в Северной зоне воды предельно газонасыщены.

Подземные воды месторождений

К апт-сеноманскому гидрогеологическому комплексу приурочены уникальные газовые месторождения Западно-Сибирского мегабассейна, подземные воды которых рассмотрены нами совместно.

Залежи сеноманских отложений контактируют с потоком подземных вод преимущественно меридионального направления с весьма небольшим градиентом напоров (для района Уренгойского месторождения, протягивающегося на 200 км, — десятые доли метра на один километр). Скорость фильтрации при указанном перепаде напоров, при пористости 25%, проницаемости 10^{-12} м² и вязкости 1,5 МПа·с составляет около $4 \cdot 10^{-7}$ см/с (12,7 см/год). Абсолютные отметки статических уровней с юга на север неуклонно снижаются от 150—100 м до 0 ÷ —10 (см. рис. 79).

Воды газовых месторождений сеномана мало минерализованные (14—19 г/л), с небольшой концентрацией щелочноземельных элементов, с содержанием кальция и магния соответственно 10—22 и 5—12 мг-экв/л и микрокомпонентов, мг/л: брома 40—70, иода 5—20, бора 10—25 и аммония 20—30.

Для большинства газовых и газоконденсатных месторождений сеномана, отметки ГВК которых выше —1000 м, пластовая температура варьирует от 13 до 30° С. Лишь на месторождениях Заполярное, Уренгойское, Медвежье и Юбилейное, где ГВК находится на сравнительно глубоких отметках, пластовая температура незначительно превышает указанную величину, меняясь в пределах 32—34° С. К наиболее

«холодным» относятся Арктическое (13° С), Южно-Русское (19° С) и Вэнгяхинское (22° С) месторождения.

Состав газов, растворенных в водах газовых залежей, близок к составу свободных газов, они представлены почти исключительно метаном, гомологов метана — не более 0,4% (табл. 51).

Шаимская группа нефтяных месторождений, объединяющая Трехозерное, Мулымьинское, Мортымья-Тетеревское, Толумское и другие месторождения, расположена на западе мегабассейна. Нефтеносность связана с корой выветривания фундамента и перекрывающими ее песчаными отложениями низов тюменской и абалакской свит (горизонт П) средней и верхней юры. Проницаемые породы этой части разреза гидродинамически связаны в единый флюидоносный юрский комплекс (рис. 83). Залежи нефти литолого-стратиграфического типа. Мощность коллекторов достигает 35 м, средняя пористость 25%, притоки воды нередко достигают 250 м³/сут при самоизливе.

Зона отсутствия коллекторов делит район на два гидрогеологических участка. Западный участок характеризуется самоизливающимися водами со статическими напорами до 45 м выше устья скважин, тогда как на восточном участке скважины имеют статические уровни на глубинах около 50 м. Перепад отметок уровней вод почти в 100 м происходит на расстоянии всего 15—20 км.

Воды западного участка хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 17—18 г/л, практически бессульфатные (табл. 52). Таковую же характеристику имеют воды и в приосевой части восточного склона Шаимского вала. Однако наиболее характерны для восточного участка воды гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 15—18 г/л и с аномально высокой минерализацией — 19—30 г/л (Толумская, Трехозерная, Северо-Тетеревская и другие площади). Содержание гидрокарбонат-иона в этих водах достигает 12,2 г/л. С ними же связаны растворенные газы углекислого состава с содержанием диоксида углерода 96% (табл. 53) при газосодержании до 19 000 см³/л, хотя обычно в подземных водах на западном и восточном участках растворен газ метанового состава в количестве до 1200 см³/л с содержанием диоксида углерода 5—10%. Упругость метановых газов составляет 6—7,4 МПа, углекислых — 12,4 МПа, последняя приближается к пластовому давлению. Следует отметить, что на Семивидовском месторождении обнаружена залежь газа, более чем на 70% представленного диоксидом углерода.

Юрский комплекс перекрыт регионально распространенной толщей аргиллитов верхнеюрского-нижнемелового возраста мощностью до 250 м. В осевой части Шаимского вала, где коллекторы комплекса отсутствуют, аргиллиты залегают непосредственно на породах фундамента.

Неокомский водоносный комплекс представлен переслаиванием алевро-песчаников с аргиллитами мощностью 160—190 м. Из этих отложений получены притоки воды с дебитом 13,5 м³/сут при динамическом уровне 823 м. Пористость пород 10—18%, проницаемость

Таблица 51

**Характеристика газов, растворенных в подземных водах сеноманских отложений
Западно-Сибирского мегабассейна**

Месторождение	Интервал перфорации, м	Глубина отбора пробы, м	Температура на глубине отбора, °С	Минерализация воды, г/л	Газонасыщенность, см ³ /л	Состав газа, объемные доли %							Общая упругость газа, МПа	P _r /P _в
						CO ₂	CH ₄ +ТУ	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈ +в	N ₂	He	Ar		
Мессояхское	882—892	885	12,0	13,4	2500	0,01	99,68	0,07	0,01	0,3	0,028	0,007	10,6	1,35
Медвежье	1104—1196,5	1190	37,0	18,7	1897	0,15	99,10	0,10	0,0	0,54	0,016	0,192	10,9	0,98
»	1204—1213	1162	33,0	15,2	1901	0,05	98,46	0,24	0,02	1,42	0,018	0,045	10,7	1,07
»	1222—1229	1164	34,0	17,5	1766	0,07	98,47	0,07	He обн.	1,40	0,017	0,049	9,9	1,04
»	1185,5—1187	1160	34,3	17,5	1547	0,01	97,91	0,11	<0,01	2,00	0,010	0,038	8,5	0,95
»	1349—1371	1350	36,8	19,3	2266	0,10	99,06	0,02	<0,01	0,80	0,015	0,023	14,4	1,09
»	1218—1223	1220	36,2	18,7	1893	0,56	98,30	0,10	0,0	1,10	0,011	0,034	11,1	0,95
Уренгойское	1312—1352	1059	26,0	13,8	2062	0,20	98,43	0,1	He обн.	1,36	0,009	He	10,7	1,07
»	1300—1208	1215	32,0	14,6	1900	0,0	95,79	0,0	»	4,09	0,010	0,080	10,5	0,92
»	1221—1320	1194	31,7	14,8	2042	0,40	98,86	0,05	»	0,74	0,004	He	11,4	1,01
»	1268—1276	1200	32,5	18,1	2002	0,30	97,99	0,03	0,01	1,66	0,017	0,039	11,4	1,03
»	1260—1276	1230	32,5	18,7	1960	0,20	98,90	0,02	<0,01	0,83	0,023	0,057	10,9	0,94
»	1262—1267	1230	33,0	18,7	2047	0,50	98,44	0,03	0,01	1,02	0,024	0,029	11,7	1,01
Газовское	1179—1184	1100	24,0	17,5	2140	0,22	98,22	0,09	He обн.	1,52	0,024	He	10,6	1,0
»												opr.		
Русское	910—925	800	16,0	9,9	1941	0,59	97,84	0,04	»	1,48	0,010	0,078	7,5	1,02
Губкинское	807—820	780	21,7	18,0	1688	0,48	99,0	<0,01	<0,01	0,52	0,007	0,004	7,5	0,99
»	799—822	720	19,6	18,0	1562	0,46	98,71	<0,01	<0,01	0,83	0,006	0,003	6,7	1,02
Вэнгайхинское	774—776	774	21,0	17,5	1571	0,6	98,14	0,04	0,003	1,8	0,035	0,032	6,7	0,92
Вэнгалурское	1075—1080	1070	26,0	18,7	1914	0,48	98,27	0,14	0,002	1,2	0,028	0,020	9,7	0,98

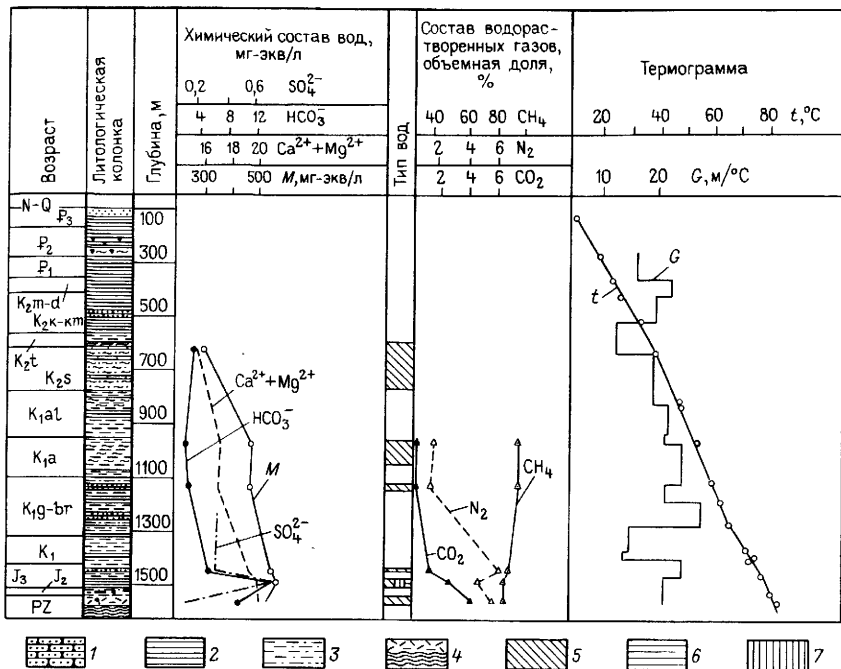


Рис. 83. Сводный гидрогеологический разрез Шаимского нефтеносного района (по Ю. П. Гаттенбергеру).

1 — песчаник; 2 — глина; 3 — алевролит; 4 — кора выветривания и фундамент; типы вод: 5 — хлоридно-кальциевый, 6 — гидрокарбонатно-натриевый, 7 — хлоридно-магниевый

$0,3 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Воды имеют минерализацию 14—15 г/л, относятся к хлоридно-кальциевому типу. Водорастворенные газы метанового состава (газонасыщенность 1100 см³/л), упругость газов 7,1 МПа при пластовом давлении 10 МПа.

Неокомский водоносный комплекс перекрыт глинами кошайской пачки мощностью 20—25 м. Вышележащие песчано-глинистые породы апта, альба и сеномана, образующие на основной площади мегабассейна единый апт-сеноманский водоносный комплекс, в пределах Шаимского района расчленяются среднеальбскими аргиллитами мощностью 80—100 м на два подкомплекса. Аптский водоносный подкомплекс (викуловская свита) мощностью 150—190 м насыщен водой хлоридно-кальциевого типа с минерализацией 14,4 г/л (см. табл. 52). Притоки воды — 1,08 м³/сут при свободном переливе, газонасыщенность — 1000 см³/л (табл. 53). Верхняя, альб-сеноманская часть комплекса мощностью 200—250 м насыщена водами хлоридно-кальциевого типа, практически бессульфатными, с минерализацией 8,8—13,4 г/л, с максимальным содержанием иода (14 мг/л) и брома (около 53 мг/л). Коэффициенты r_{Na}/r_{Cl} и Cl/Br равны соответственно 0,9 и 210. Водораст-

Таблица 52

Химический состав подземных вод месторождений Западно-Сибирского мегабассейна

Площадь	Возраст пород пласт	Интервал перфорации м	Ионный состав мг/л (в числителе) мг экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы мг/л			M г/л γ г/см ³	Тип вод
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	B ¹⁺	Br	I ⁻		
<i>Шаймская группа месторождений</i>													
Мулымьинская	J, П	1489—1505	972,7 274,0	He обн	597,8 9,8	374,4 18,7	69,4 5,7	5966,4 259,4	60,0	54,7	17,1	16,7 1,008	ХК
Трехозерная (западная часть)	J, П	1542—1552	9596,8 270,6	»	378,2 6,2	200,4 10,0	46,9 3,9	6048,3 262,9	56,0	50,5	15,4	16,3 1,011	»
Трехозерная	J, П		7668,0 216,0	174,4 3,6	121,51 199,2	78,2 3,9	30,2 2,5	9486,4 412,5	72,5	42,9	11,1	29,6 1,014	ГКН
Евринская	K _{1g} —br	1012—1027	8394,0 236,7	16,5 0,3	402,6 6,6	226,6 11,3	46,7 3,8	5604,0 228,5	52,5	42,3	10,9	14,7 1,009	ХК
»	K _{1a}	887—897	8463,8 238,7	He обн	414,8 6,8	202,4 10,1	57,7 4,8	5307,5 230,8	45,0	38,9	10,1	14,4 1,009	»
Трехозерная	K _{2s}	630	7847,0 221,3	2,0 0,04	244,0 4,0	236,5 11,8	97,3 8,0	4727,0 205,6	57,1	37,3	9,3	13,2 1,008	»
<i>Салымское месторождение</i>													
Салымская	J ₂ , Ю ₂	2772—2836	4822,0 136,0	He обн	842,0 13,8	82,0 4,1	25,0 2,1	3303,0 142,6	4,6	34,6	13,3	9,1 1,006	ГКН
»	Ачимовская толща	2815—2904	6374,0 208,0	»	427,6 7,0	236,0 11,8	61,0 5,0	4551,0 197,2	16,1	39,5	8,4	12,6 1,008	ХК
»	То же	2868—2883	7500,0 211,0	7,6 0,2	1585,4 26,0	420,0 21,0	65,9 5,5	4845,0 210,7	14,2	30,0	13,9	14,4 1,009	ГКН
»	K _{1g} , БС ₆	2437—2444	4657,0 131,2	79,0 1,6	1628,0 26,7	10,0 0,5	13,0 1,1	3680,0 160,0	25,0	34,8	21,2	10,1 1,007	»
»	K _{1a} , БС ₄	2497—2505	5674,0 160,0	He обн	2440,0 40,0	50,0 2,5	16,0 1,3	4520,0 196,5	27,0	54,2	32,1	12,7 1,008	»

воренные газы (до 1 000 см³/л) метанового состава с упругостью до 3,6 МПа.

Вышеležающая толща глин верхнего мела — палеогена мощностью 450—570 м отделяет нижний гидрогеологический этаж от верхней зоны свободного водообмена, где развиты солончатые (внизу) и пресные воды.

Нейтральный температурный слой со среднегодовой температурой 1° С залегает на глубине 25 м, ниже происходит последовательное нарастание температуры пород до 82—85° С в кровле фундамента (см. рис. 80). Сверху до глубины 590—600 м выделяют первую теплоизолирующую толщу, сложенную глинистыми породами с геотермическим градиентом 5,3° С/100 м. Ниже, в интервале 590—1270 м, расположена теплопроводящая преимущественно песчано-алевритовая толща со средним геотермическим градиентом 4,3° С/100 м. При нарастании глубин с 590 до 1270 м температура увеличивается только на 29° С. В интервале 1270—1480 м залегает теплоизолирующая толща с геотермическим градиентом 6,5° С/100 м.

Салымское нефтяное месторождение, расположенное в центральной части Салымского куполовидного поднятия, многопластовое, залежи нефти выявлены в тюменской (пласт Ю₂₋₃) и баженовской (пласт Ю₀) свитах, ачимовской толще (пласты БС₂₁, БС₁₆), неокомских отложениях (пласты БС₆, БС₄₋₅, АС₁₁, АС₁₀ и др.).

Юрский гидрогеологический комплекс, вскрытый на глубине более 2800 м (рис. 84), мощностью (260—280 м) имеет пористость до 15%, проницаемость $(0,1—0,3) \cdot 10^{-12}$ м². Притоки пластовой воды небольшие, до 5 м³/сут, при значительном снижении динамического уровня. Вода имеет минерализацию 9,1 г/л и относится к гидрокарбонатно-натриевому типу.

Из песчаных пластов берриас-валанжинского комплекса (ачимовская толща) получены притоки воды с максимальным дебитом 30,7 м³/сут при снижении динамического уровня всего на 1 м ниже устья. Вода с минерализацией 14,4 г/л бессульфатная, с rNa/rCl 0,99—1, поэтому отнесение воды к хлоридно-кальциевому или гидрокарбонатно-натриевому типу весьма условно. Растворенные газы имеют метановый состав.

Из песчаных пластов неокомского комплекса получены притоки воды с дебитом 1,5—38 м³/сут при переливе. Минерализация вод 11—15 г/л, тип гидрокарбонатно-натриевый. Газонасыщенность вод в приконтурных зонах залежей 1300—1500 см³/л, фоновая — около 1100 см³/л. Состав газа метановый, иногда отмечается повышенное содержание гомологов метана (до 5%), азота не более 5%, углекислого газа 3%.

Из альб-сеноманского комплекса получены притоки воды 140 м³/сут при динамическом уровне 12 м, однако на Правдинском месторождении, расположенном несколько восточнее, получены фонтанные притоки с дебитом до 1300 м³/сут. Минерализация вод комплекса максимальная для всего разреза и составляет 16 г/л, тип воды хлоридно-кальциевый. В водах содержится, мг/л: гидрокарбонатов не более 300, иода

Таблица 53

Характеристика газов, растворенных в подземных водах нефтяных месторождений

Площадь	Возраст пород, пласт	Интервал перфорации, м	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газонасыщенность, см ³ /л
<i>Шаи</i>					
Мульмынская	Ж, П	1515—1528	97,0	17,7	1030
Мортмынская	Ж, П	1632—1642	78,0	16,2	1514
Трехозерная	Ж, П	1530—1540	80,0	29,5	18800
Евринская	К ₁ br—b	1012—1027	59,5	14,7	1100
»	К ₁ a	887—897	53,0	14,4	1000
<i>Мес</i>					
Мегионская	Фундамент (PZ)	2823—2835	110	40,0	Не опр.
Ватинская	Ж	2783—2786	100	38,0	»
»	К ₁ br—b, БВ ₈	2214—2223	89	22,0	1500
Мегионская	К ₁ br—b	2180—2189	86	23,4	1260
»	К ₁ br—b	2160—2168	91	24,3	1270
Советская	К ₁ br—b	2218—2222	73	25,0	1390
Ермаковская	К ₁ br—b, АВ ₂	1710—1750	81	21,3	1100
Самотлорская	К, покурская свита	922—1515	35—60	17,5	800

10—15, брома до 50, нафтеновых кислот < 1. Водорастворенные газы представлены на 96—98% метаном, азота до 2%, углекислого газа до 1,5%. Газонасыщенность вод около 950 см³/л, упругость газов — 5 МПа при пластовом давлении 12 МПа.

Палеоген-четвертичный водоносный комплекс мощностью 300 м относится к зоне активного водообмена, насыщен пресными и ультрапресными водами. В низах комплекса наблюдается некоторое увеличение солёности вод до 3—5 г/л. Дебит скважин достигает 800 м³/сут при понижениях уровней на 15—30 м.

Пластовое давление на Салымском месторождении равно гидростатическому. Однако надо отметить АВПД нефти в баженовской свите (пласт Ю₀) верхнеюрской водоупорной толщи, достигающее 45 МПа на глубине 2850 м. Пластовая вода из этого объекта не получена.

Верхняя часть разреза месторождения до глубины 140—180 м характеризуется пластовой температурой около 0°С. Здесь отмечена зона неустойчивой погребенной мерзлоты мощностью 15—40 м с минимальной температурой — 0,5°С. Ниже происходит последовательное нарастание температуры со средним геотермическим градиентом 4,6°С/100 м. Наиболее детально изучены геотермические условия залежи нефти в баженовской свите. Максимальная температура кровли свиты (125—130)°С приурочена к своду Лемпинского поднятия и уменьшается к крыльям. Особенно резкое снижение температуры (до 100—95°С) про-

Западно-Сибирского мегабассейна

Объемная доля, %										Общая упругость газа, МПа	ρ_r/ρ_n
H ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + +в	N ₂	He	Ar		

мская группа месторождений

1,43	7,07	He обн.	86,56	2,25	0,92	0,62	1,15	0,020	0,071	6,14	0,40
Отс	1,5	»	83,0	3,4	3,0	1,42	6,55	0,025	0,039	10,3	0,63
»	96,05	»	2,14	0,08	He опр.		1,73	He	опр.	12,4	0,82
0,06	0,24	»	98,07	0,35	0,03	0,02	1,23	»		7,1	0,70
0,15	0,25	»	97,93	0,17	0,01	Отс.	1,49	»		7,2	0,80

торождения Нижневартовского района

He обн.	0,1	He обн.	86,7	He опр.			12,8	He опр.			
9,34	1,69	»	60,14	0,41	0,11	»	28,31	0,035	0,069	He опр.	
2,2	0,13	»	90,4	2,77	1,36	0,68	2,3	0,045	0,069	12,0	0,53
He обн.	0,1	»	92,0	1,2	1,4	0,75	4,8	0,030	0,029	10,8	0,49
»	0,2	»	86,9	2,3	2,7	2,14	4,4	0,031	0,022	11,4	0,52
»	0,3	»	95,9	0,8	0,31	0,10	1,50	0,045	0,06	10,5	0,47
»	0,5	»	94,4	0,50	0,10	0,10	4,4	0,027	0,028	10,7	0,61
»	1,0	»	96,0	He обн.			3,0	He опр.		4,5	0,47

исходит на восточном крыле с интенсивностью 9—15° С на 10 км. Еще более резко температура меняется на горизонтальном срезе по отметке —2800 м.

Самотлорское газонефтяное месторождение расположено в центральной части Нижневартовского свода. Основные запасы нефти сосредоточены в пластах БВ₁₀, БВ₈, АВ₄₋₅, АВ₂₋₃ и АВ₁ (валанжин, готерив, баррем, апт) на глубинах 1610—2230 м. Залежи верхних пластов содержат газовые шапки.

В разрезе месторождения выделяют пять регионально выдержанных водонефтегазоносных комплексов (рис. 85). Все комплексы насыщены однообразными по составу водами хлоридно-кальциевого типа, минерализация которых уменьшается вверх по разрезу от 40 г/л в юрских породах до 17—18 г/л в отложениях сеномана.

Юрский комплекс включает кору выветривания и песчано-глинистые породы тюменской свиты мощностью 200—250 м. Коллекторские параметры пород невысокие, многие скважины оказались «сухими» или в них получены слабые притоки (не более единиц кубических метров в сутки при низких динамических уровнях). С породами комплекса связаны многочисленные нефтепроявления и залежи нефти в Нижневартовском районе. О водах комплекса непосредственно на Самотлорском месторождении надежные данные отсутствуют. По аналогии с соседними месторождениями общая минерализация вод составляет 38—41 г/л

337

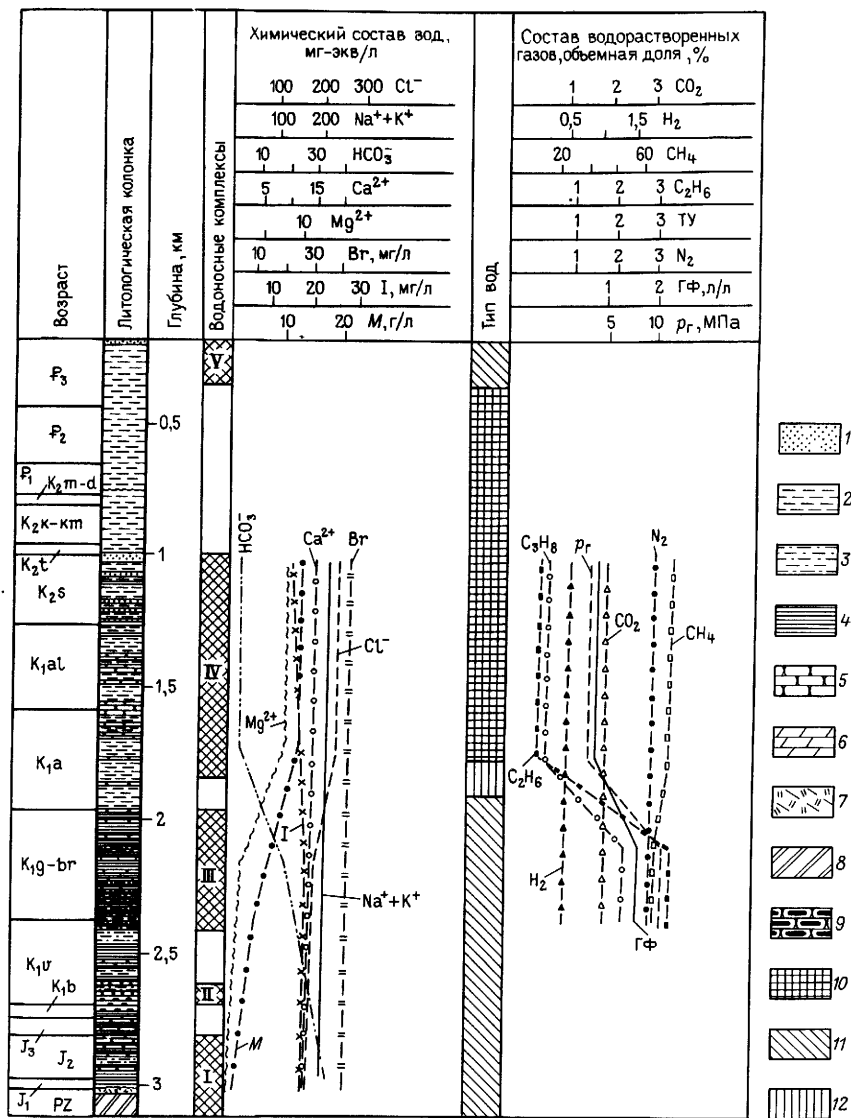


Рис. 84. Сводный гидрогеологический разрез Салымского месторождения (по Ю. П. Гаттенбергеру).

1 — песок; 2 — глина; 3 — алевролит; 4 — аргиллит; 5 — песчаник; 6 — мергель; 7 — кора выветривания; 8 — фундамент; 9 — песчаник нефтеносный; типы вод: 10 — хлоридно-кальциевый, 11 — гидрокарбонатно-натриевый, 12 — переходный

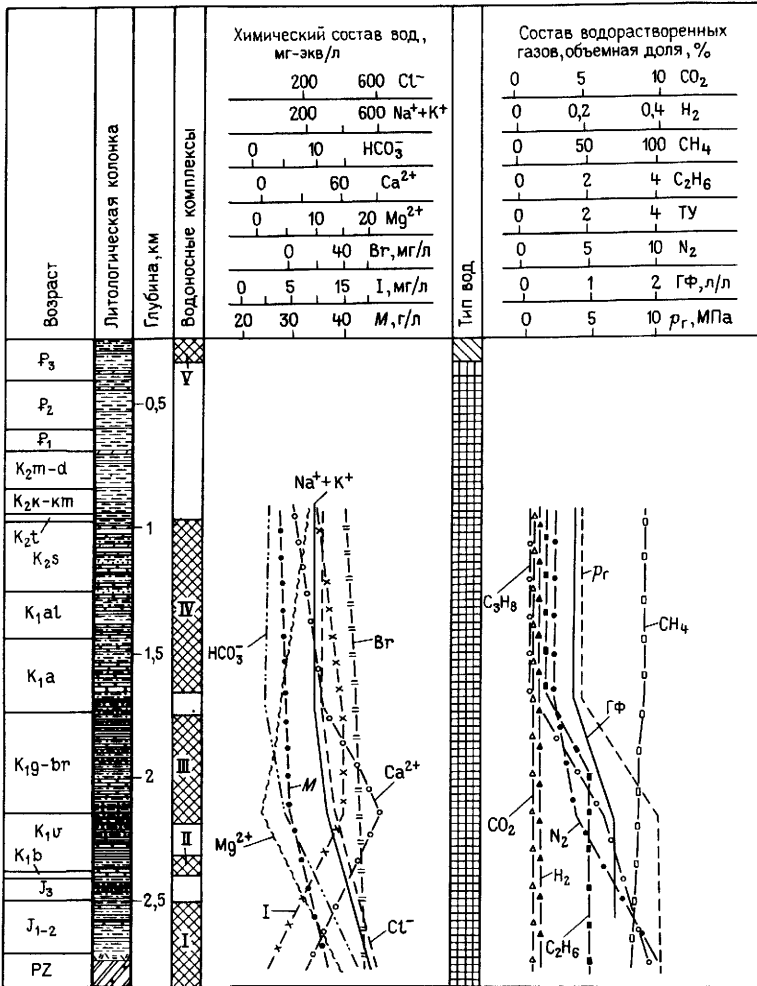


Рис. 85. Сводный гидрогеологический разрез Самотлорского месторождения (по Ю. П. Гаттенбергу).
 Условные обозначения см. на рис. 84

(Мегионское и Советское месторождения), тип воды хлоридно-кальциевый, сульфаты отсутствуют. Водорастворенные газы метанового состава, содержат тяжелых УВ до 8%, азота 2—4%, газонасыщенность 1500—1800 см³/л.

Берриас-валанджинский комплекс (ачимовская пачка) не испытывался. По данным, полученным на соседних площадях, воды комплекса имеют минерализацию 28—30 г/л, хлоридно-кальциевого типа, водо-

растворенные газы метанового состава, газонасыщенность 1100—1500 см³/л.

Неокомский комплекс содержит основные нефтяные залежи, общая мощность его 600 м, песчаные пласты имеют хорошие коллекторские свойства (пористость до 25%, проницаемость до $1,1 \cdot 10^{-12}$ м²). Воды хлоридно-кальциевого типа, минерализация их несколько уменьшается вверх по разрезу — от 24—26 г/л в продуктивных пластах группы Б (валанжин) до 22—23 г/л в верхних пластах группы А (баррем, апт). Воды бессульфатные, содержат, мг/л: иода до 10, брома до 70, аммония 15—20, гидрокарбонатов не более 300. Газонасыщенность вод 1000—1300 см³/л, газ метанового состава, с содержанием азота до 2,4%. В некоторых приконтурных скважинах в растворенных газах содержатся тяжелые УВ (до 10%).

Неокомский комплекс перекрыт глинами кошайской свиты (апт) мощностью 40—50 м, выше которых залегают алевролитно-песчаные породы покурской свиты (апт, альб, сенман) мощностью 730 м. Пористость пород покурской свиты до 35%, проницаемость $(0,8—3,5) \cdot 10^{-12}$ м², дебит воды при самоизливе 200—1320 м³/сут (в среднем 800 м³/сут) при начальном устьевом давлении 0,15 МПа. Воды хлоридно-кальциевого типа, бессульфатные, с минерализацией 17—18 г/л, по соотношениям основных ионов аналогичны водам неокомского комплекса. Водорастворенные газы на 92—97% представлены метаном, азота 2—3%, углекислого газа около 1%, упругость газов 4—5 МПа, что почти вдвое ниже пластового давления.

Глины верхнего мела — палеогена мощностью 500 м отделяют апт-сенманский водоносный комплекс и зону затрудненного водообмена от верхней зоны активного водообмена пород олигоценового и четвертичного возраста общей мощностью до 400 м. Наибольшую водообильность имеют песчаные пласты олигоценовых отложений, дебиты скважин достигают 150—180 м³/сут при понижениях уровня на 10—40 м. Воды четвертичных и олигоценовых пород пресные, гидрокарбонатно-натриевого типа. К низам олигоценового разреза минерализация увеличивается до 3—5 г/л.

По геотермической характеристике в разрезе Самотлорского месторождения четко выделяются три основные геотермические толщи. Верхняя толща (четвертичные и олигоценовые отложения) характеризуется постоянством температуры до глубин 250—350 м, причем в некоторых участках на глубине 100—150 м отмечена температура, близкая к 0° С, а в самой верхней части разреза температура отрицательная. Толща содержит реликтовые многолетнемерзлые и охлажденные породы. Средняя геотермическая толща представлена глинами эоцен-палеоценового и верхнемелового возраста, ее подошва находится на глубине 900—950 м. Глины обладают пониженной теплопроводностью, и толща характеризуется интенсивным ростом температуры с глубиной (геотермический градиент составляет 4,07—4,92° С/100 м). Нижняя геотермическая толща, занимающая большую часть разреза осадочного чехла, представлена чередованием песков, песчаников и глин и характеризуется относи-

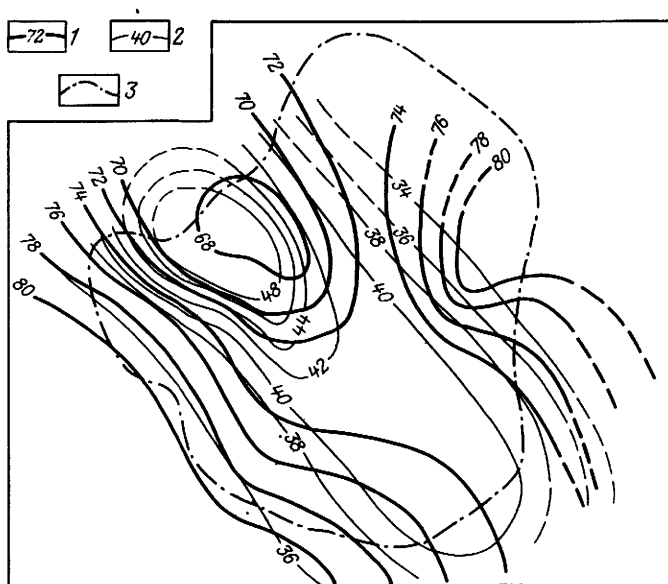


Рис 86 Карта изотерм на срезе —2100 м Самотлорского месторождения (по Ю П Гаттенбергеру).

1 — изотермы, °С, 2 — линии равной песчаности, % (штриховые линии — проведенные предположительно), 3 — контур нефтеносности горизонта БВ₈

тельно повышенной теплопроводностью и более умеренным ростом температуры с глубиной (3—3,8° С/100 м в зависимости от соотношения в разрезе песчаных и глинистых пород). Разница температур по площади месторождения на одной и той же глубине увеличивается вниз по разрезу.

Характерная особенность температурного поля Самотлорского месторождения — отсутствие широко распространенной на других месторождениях связи температурных аномалий со структурными формами пород осадочного чехла. Напротив, здесь через центральную сводовую часть структуры в направлении с юго-востока на северо-запад проходит полоса температурного минимума, раскрывающаяся далее к северо-западу в сторону Аганского месторождения (рис. 86). Температура кровли пласта АВ₁ составляет в центре месторождения 54—56° С, увеличиваясь к юго-западному и северо-восточному крыльям до 62—64° С, по кровле пласта БВ₈ распределение температуры аналогично: в сводовой части — 69° С, минимальные значения (65—66° С) смещены к северо-западному участку, максимальные (78—80° С) отмечены на юго-западном и северо-восточном крыльях структуры. Столь своеобразное распределение температуры по площади месторождения связано с изменением литолого-фациального состава пород.

II. 3.2. ИРКУТСКИЙ БАССЕЙН

Иркутским нефтегазоносным бассейном принято называть южную часть Сибирской платформы, ограниченную складчатыми сооружениями Байкало-Патомской горной области, Восточного Саяна и Енисейского кряжа [12]. Юго-восточная, юго-западная и западная границы бассейна проводятся по краевым швам платформы. На северо-западе бассейн контактирует с Байкитовой антеклизой, Катангской седловиной и Тунгусской (Курейской) синеклизой, на северо-востоке простирается до Вилюйской синеклизы. На севере Сюджерская (Ботуобинская) седловина отделяет его от Анабарской антеклизы (рис. 87). В указанных границах площадь бассейна около 700 тыс. км².

Наиболее существенный вклад в изучение нефтегазовой гидрогеологии Иркутского бассейна внесли А. С. Анциферов, Е. А. Басков, О. А. Бобошина, М. Б. Букаты, В. И. Вожов, И. К. Зайцев, Ю. И. Кустов, С. В. Лысак, В. В. Павленко, Е. В. Пиннекер, Г. Б. Сальман, Н. Я. Тычино, Ю. И. Яковлев и др.

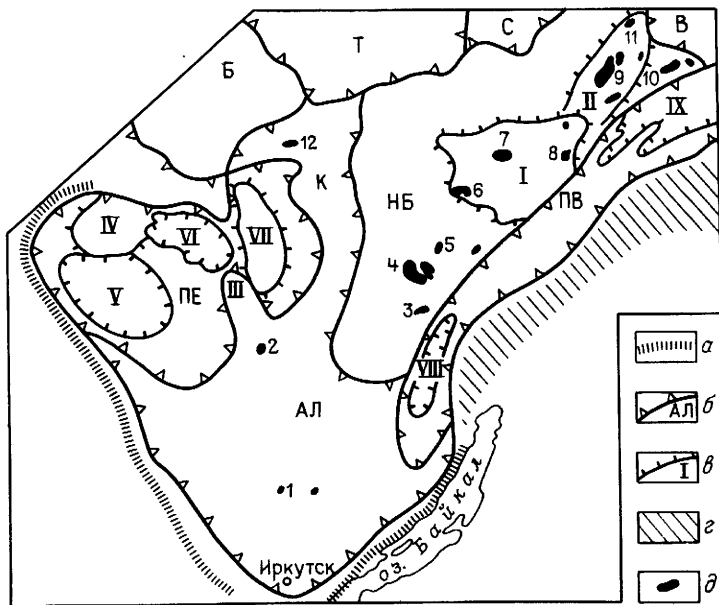


Рис. 87. Обзорная схема Иркутского бассейна и прилегающих территорий. α — краевые швы Сибирской платформы, б — надпорядковые тектонические элементы: АЛ — Ангаро-Ленская ступень, НБ — Непско-Ботуобинская антеклиза, ПЕ — Присяяно-Енисейская синеклиза, ПВ — Прибайкало-Вилюйский региональный прогиб, Б — Байкитовая антеклиза, К и С — Катангская и Сюджерская седловины, В — Вилюйская синеклиза (Б, К, С и В — за пределами бассейна); в — структуры первого порядка: I — Непский свод; выступы: II — Мирнинский, III — Братский, IV — Ботучано-Манзинский; впадины: V — Долгомостовская, VI — Мурско-Чунская, VII — Катская, VIII — Казачинская, IX — Нюйско-Джербинская; ε — предполагаемая зона шарьяжных перекрытий; д — основные месторождения: 1 — Атовское, 2 — Братское, 3 — Марковское, 4 — Ярактинское и Аянское, 5 — Дулисьминское, 6 — Даниловское, 7 — Верхнечечное, 8 — Хамакинское, 9 — Среднеботуобинское и Тас-Юряхское, 10 — Верхневилучанское и Вилюйско-Джербинское, 11 — Иреляхское, 12 — Собинское (за пределами бассейна)

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Фундамент Сибирской платформы по составу гетерогенный (граниты, метаморфические сланцы и т. п.) и разбит многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Непосредственно на фундаменте залегают карбонатно-терригенная толща рифея, венда и нижнего кембрия. В ней выделяются несколько свит и подсвит с местными названиями (ушakovская, ольхинская, непская, чарская, нижнемотская, верхневилучанская и др.). Мощность этой толщи максимальна во впадинах Присаяно-Енисейской синеклизы и Предпатовского прогиба (около 1000 м), в то время как на вершинах сводов и валов она сокращается до 5—10 м вплоть до полного выклинивания отложений. Вверх по разрезу терригенные породы сменяются карбонатными и затем галогенно-карбонатными (соленосными) отложениями нижнего кембрия и переходного нижне-среднекембрийского возраста. Максимальная соленасыщенность разреза приурочена к середине усольской свиты, вследствие чего в этом интервале во многих районах фиксируются интенсивные проявления соляной тектоники. Разрез кембрия завершается терригенными отложениями верхоленской свиты и ее аналогов средневерхнекембрийского возраста.

Отложения ордовика, силура, среднего и верхнего палеозоя, представленные чередованием терригенных, карбонатных и глинисто-карбонатных пород, распространены в основном в Присаяно-Енисейской синеклизы и на севере бассейна, триасовые образования (туфогенно-обломочные породы и базальтовые покровы) — в Тунгусской синеклизы, юрские угленосные толщи — в Присаяне, на северо-востоке и севере бассейна Меловые и кайнозойские образования имеют ограниченное распространение.

В центральных и северных районах Иркутского бассейна в осадочном чехле развиты трапповые интрузии долеритов и диабазов. На дневную поверхность сибирские траппы выходят в Присаяно-Енисейской синеклизы и в зоне сочленения Непско-Ботубинской антеклизы с Тунгусской синеклизой.

Основные нефтегазоносные комплексы приурочены к подсовой части разреза и главным образом к карбонатно-терригенным базальным отложениям рифея, венда и нижнего кембрия. В них выявлено более 20 месторождений. Эксплуатируется только одно — Иреляхское месторождение с подачей газа в г. Мирный. На Марковском и некоторых других месторождениях газ и газоконденсат из отдельных скважин используют для местных нужд в поселках нефтеразведчиков.

Большинство месторождений Иркутского бассейна расположено в пределах Непско-Ботубинской антеклизы. На Ангаро-Ленской ступени открыты Братское и Атовское месторождения. На ряде площадей получены притоки газа и нефти из отдельных скважин. В Присаяно-Енисейской синеклизы и Прибайкало-Вилуйском прогибе залежей промышленного значения не выявлено.

В разрезе осадочного чехла Иркутского бассейна выделены три

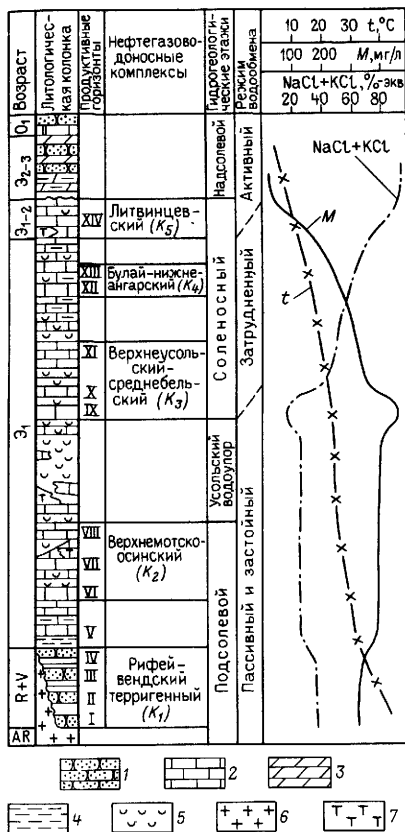


Рис. 88. Сводный гидрогеологический разрез Иркутского бассейна.

1 — песчаники и алевролиты (трещинно-поровый тип коллектора); 2 — карбонатные породы (каверново-порово-трещинный тип коллектора), 3 — мергели; 4 — аргиллиты и глинистые породы, 5 — каменная соль, засоление пород; 6 — породы фундамента, 7 — траппы
 Продуктивные горизонты: I — безымянный, борулахский, талахский, вилучанский и др., II — марковский, яратинский, хамакинский, чоносский и др., III — парфеновский, ботубобинский, харьстанский, улахский и др., IV — тирский, V — преобразженский, VI — устькутский, VII — юряхский, VIII — осинский, IX — балыхтинский, X — христофоровский, XI — атовский, XII — биркинский, XIII — бильчирский, XIV — келорский

гидрогеологических этажа — надсолевой, соленосный и подсолевой (рис. 88).

Надсолевой гидрогеологический этаж дренируется речной сетью и содержит в основном пресные или солоноватые воды. Отложения от литвинцевской свиты до верхней части усольской свиты (до балыхтинского горизонта включительно) объединяют в соленосный гидрогеологический этаж. Осинский горизонт и всю подсолевою часть разреза до фундамента включительно объединяют в подсолевой гидрогеологический этаж.

В наиболее перспективном терригенном рифей-вендском комплексе (K_1) нефтегазоносные горизонты (I—IV) представлены в основном песчаниками и алевролитами; локальные водоупоры — пачки аргиллитов и глинистых алевролитов. Региональным водоупором для комплекса служат плотные глинисто-карбонатные и ангидрито-доломитовые породы нижней и средней подсвит мотской свиты и ее аналогов. В верхнемотско-осинском комплексе (K_2) нефтегазоводоносные горизонты (VI—VIII) приурочены к зонам повышенной трещиноватости и кавернозности карбонатных пород. Региональным водоупором для комплекса и в целом для подсолевого этажа служат пласты соли в средней части усольской свиты (усольский водоупор), а для устькутского горизонта — еще и подосинские пласты (в северных районах Непско-Ботубобинской антеклизы они отсутствуют).

Для верхнеусольско-среднебельского комплекса (K_3) водоупором являются пласты соли и глинистые сульфатно-карбонатные отложения верхнебельской подсвиты и ее аналогов, для булай-нижнеангарского комплекса (K_4) — аналогичные породы средней части ангарской свиты,

для литвинцевского комплекса (K_5) — пласты соли в верхней части литвинцевской свиты, а также глинистые алевролиты, глины и плотные мергели нижней части верхоленской свиты и ее аналогов.

В гидродинамическом отношении соленосный этаж — переходный между зонами активного, затрудненного и сильно затрудненного водообмена.

Пластовые воды представлены хлоридно-кальциевыми рассолами, водорастворенные газы в основном метанового и азотно-метанового типа. Минерализация, содержание кальция, брома и другие показатели метаморфизма рассолов непрерывно возрастают вниз по разрезу, но в рифей-вендском комплексе фиксируется их незначительное снижение (инверсия). Газонасыщенность рассолов, содержание метана и общее количество УВ возрастают вплоть до фундамента, инверсия отмечается только для тяжелых УВ.

Пластовое давление в каждом комплексе варьирует в широких пределах — от АНПД до АВПД. На юге бассейна в рифей-вендском комплексе оно обычно близко к нормальному гидростатическому, в комплексах K_2 и K_3 преобладает АВПД, а в K_4 и K_5 — АНПД. В северных районах в зонах распространения многолетнемерзлых пород давление снижается во всех комплексах, при этом коэффициент аномальности в комплексе K_1 уменьшается иногда до 0,8—0,7 и ниже, а в K_2 , K_3 давление приближается к нормальному гидростатическому.

В северных районах бассейна мощность многолетнемерзлых пород достигает нескольких сот метров. Пресные воды в них превращены в лед, а межмерзлотные рассолы переохлаждены («криопэги»). Низкая температура в этой зоне и под ней способствует переходу углеводородных газов в газогидратное состояние. Температурный градиент в соленосной формации под многолетнемерзлыми породами и в южных районах, где они отсутствуют, не превышает 1,1—1,4° С/100 м, в верхнемотско-осинском комплексе — 1,6—1,9, в рифей-вендском — 2,7—3,4, в целом по разрезу — около 1,5° С/100 м. Температура поверхности фундамента на большей части территории составляет 30—60° С, на Непском сводке и Мирненском выступе снижается до 20—10° С, а иногда и ниже, во впадинах (на глубинах 6—7 км), по-видимому, превышает 100—150° С.

Внешние области питания расположены на окраинах бассейна, где водоносные комплексы выведены на дневную поверхность или сообщаются с нею по системам трещин краевых швов. Внутриплатформенные области питания приурочены к зонам дробления пород, «незалеченным» трещинам и другим видам дизъюнктивных нарушений. Наиболее крупная область внутриплатформенного питания — тектонически ослабленная зона сочленения Присяжно-Енисейской и Тунгусской синеклиз с Анабарской ступенью и Непско-Ботуобинской антеклизой. Созданию высоких напоров здесь способствуют Ангарский кряж и возвышенности, образованные покровами сибирских траппов. Региональные области разгрузки расположены в Прибайкало-Вилуйском прогибе и во впадинах синеклиз. Имеются также более мелкие зоны и очаги разгрузки. Все они приурочены к тектонически ослабленным зонам, но располагаются

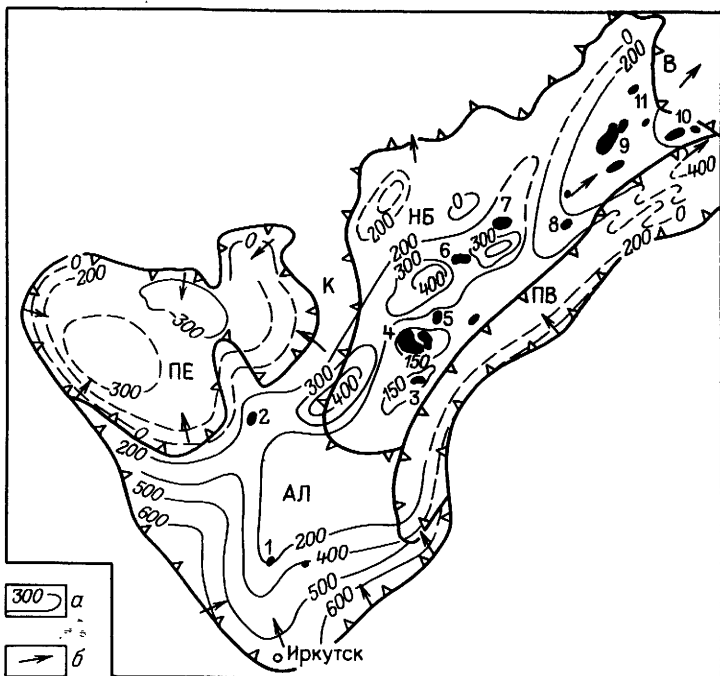


Рис. 89. Схематическая карта приведенных напоров пластовых вод рифей-вендского терригенного комплекса Иркутского бассейна (по А. С. Анциферову, М. Г. Матусевичу, 1984 г.).

а — гидроизоэпии приведенного напора, м (штриховые линии — проведенные предположительно); б — возможное направление движения вод.

Остальные условные обозначения см. на рис 87

в основном по долинам Ангары, Лены, Киренги, Нижней Тунгуски и других крупных рек.

В рифей-вендском терригенном комплексе вблизи краевых областей питания фиксируется узкая зона активного водообмена с высокими приведенными напорами (рис. 89), с пресными и солеными водами (рис. 90) и водорастворенными газами азотного типа. Далее в глубь бассейна ее сменяет переходная зона от активного к пассивному и сильно затрудненному водообмену. Здесь происходит падение приведенных напоров и рост минерализации пластовых вод. Состав водорастворенных газов меняется от метано-азотного до азотно-метанового и метанового. Остальная часть бассейна, за исключением внутриплатформенных областей питания и зон подпитки, характеризуется пассивным и сильно затрудненным режимом водообмена, близким к застойному. Минерализация рассолов здесь 320—400 г/л, состав их хлоридный кальциевый и магниевый-кальциевый. Растворенные газы — метановые. Во внутриплатформенных областях питания минерализация рассолов снижается,

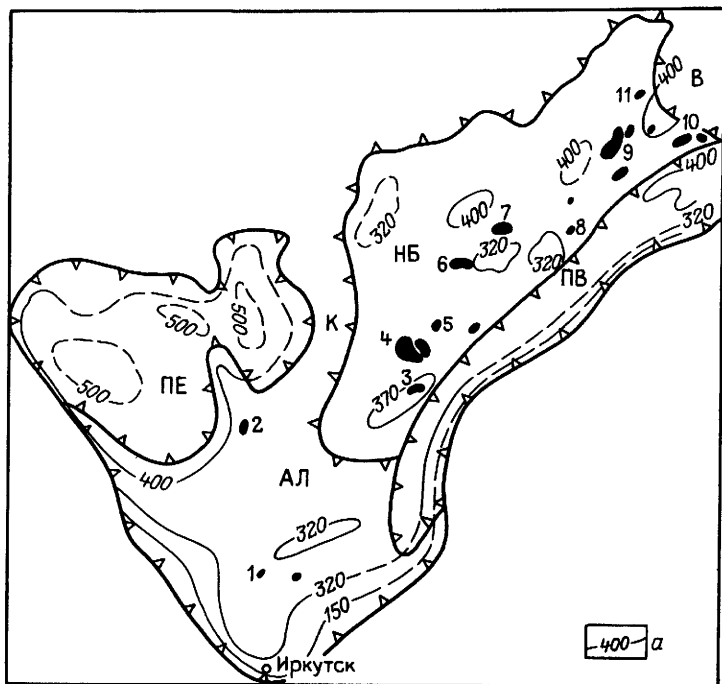


Рис. 90. Схематическая карта минерализации пластовых вод рифей-вендского терригенного комплекса Иркутского бассейна (по А. С. Анциферову, С. М. Мандельбауму, 1984 г.).

а — изоинеры, г/л (штриховые линии — проведенные предположительно)
 Остальные условные обозначения см на рис 87

в газах повышается содержание азота. В областях и зонах разгрузки минерализация, наоборот, возрастает.

В верхнеотско-осинском комплексе региональные гидродинамические и гидрогазохимические закономерности в общих чертах повторяют закономерности рифей-вендского комплекса, но минерализация рассолов выше, в них содержится больше сульфатов, углекислого газа и сероводорода. В соленосном этаже указанные региональные закономерности усложнены влиянием поверхностных факторов и соляного тектогенеза. Минерализация, содержание брома и другие показатели метаморфизма в этой формации снизу вверх снижаются. Однако в отдельных, изолированных солью, карбонатных пластах, блоках и линзах (главным образом, в комплексах K_2 — K_3) иногда сохраняется застойный режим и встречаются уникальные рассолы с минерализацией до 500—630 г/л. Как правило, они сильно заражены сероводородом и содержат много брома (иногда более 10 г/л). Такие пласты обычно характеризуются АВПД и проявляются мощными фонтанами рассолов.

Подземные воды месторождений

Братское газоконденсатное месторождение расположено на северо-западе Ангаро-Ленской ступени и приурочено к локальному поднятию в центральной части Братского выступа. В 1972 г. получен фонтан газа из песчаников парфеновского горизонта (пласт II—I чарской свиты). Залежь пластово-сводовая. Выше этой залежи вскрыт маломощный газоносный пласт с более высоким положением ГВК.

Из отложений парфеновского и осинского горизонтов, из карбонатных пород ангарской и литвинцевской свит получены хлоридно-кальциевые рассолы с минерализацией до 457 г/л (табл. 54). Водорастворенные газы в основном метанового состава (табл. 55). Содержание ВРОВ незначительное, мг/л: $S_{\text{орг}}$ 2,11—81,24, бензола 0—0,04 (в одной пробе 0,42), нафтеновых кислот 0—6,24, фенолов до 5,7. Около залежи и под ней содержание водорастворенных газов и ВРОВ возрастает, а минерализация вод снижается.

Температура в продуктивных песчаниках — 45—60° С (снижается в контуре залежи), на поверхности фундамента превышает 60° С. Пластовое давление близко к нормальному и тоже снижается в контуре залежи, что можно объяснить ее дегазацией. Пьезометрические уровни располагаются на абсолютных отметках 400—700 м. В осинском горизонте давление аномально высокое (на 5—8 МПа выше нормального), пьезометрические уровни находятся на отметках 1000—1350 м выше уровня моря. В булай-нижнеангарском и литвинцевском карбонатных комплексах давление близко к нормальному, иногда ниже на 0,5—1,5 МПа, пьезометрические уровни — на отметках 330—440 м.

Среднеботуобинское газонефтяное месторождение приурочено к антиклинальной складке того же названия, расположенной в центральной части Мирненского свода и осложненной тектоническими нарушениями. На месторождении две основные залежи. Верхняя залежь в трещинно-порово-кавернозных карбонатных породах осинского горизонта (в кровле верхнемотско-осинского комплекса подсолевого гидрогеологического этажа) по типу — массивная газоконденсатнефтяная. По предварительным данным ВНК и ГНК находятся на отметках соответственно —1140 и —1133 м. Нижняя залежь приурочена к песчаникам ботуобинского горизонта (верхняя часть рифей-вендского комплекса) и по типу является газоконденсатнефтяной пластово-сводовой тектонически экранированной. Тектоническими нарушениями залежь разбита на несколько блоков. В центральном блоке ВНК понижается с отметки —1566 м (в западной части) до —1583 м (на востоке), ГНК предполагается на отметке —1564 м. Давление в газовой части залежи около 14,5 МПа. На северо-востоке за тектоническим нарушением располагается Тас-Юряхское газонефтяное месторождение, которое при дальнейшей разведке, возможно, объединится со Среднеботуобинским в общем контуре нефтегазоносности.

Пористость продуктивных песчаников ботуобинского горизонта 12—19% (среднее 14,8%), проницаемость в среднем $(15-50) \cdot 10^{-14}$ м².

Таблица 54

Химический состав подземных вод месторождений Иркутского бассейна

Возраст пород	Интервал опробования, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л			М, г/л γ, г/см ³	Положение скважины
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻		
<i>Братское месторождение</i>													
C _{1mot}	3418—3425	288700	Среды	160	90640	19000	42960	9860	50	118	5895	457,2	За контуром
		6454,08		2,13	3597	1236,06	1482,57	199,07				1,30	
C _{1mot}	3358—3372	218220	149	122	54020	14120	45169	12400	600	28,1	5140	350,35	В контуре
		4884	2,47	15,9	2161	991,8	1571,08	254,35				1,25	
C _{1-2lit}	1414—1462	178900	1520	110	17330	3410	84700	7980	Не опр.		900	294,85	За контуром
		5045	31,62	1,80	864,8	280,3	3740,3	204,3				1,23	
<i>Среднеботуобинское месторождение</i>													
C _{1mot1}	1945—1952	251000	258	12	102000	12160	23128		Не опр.		5261	394,6	В контуре
		7,100	5,0	0,00	5,090	1,000	1,010					1,28	
C _{1mot3}	1894—1916	249406	122	201	102820	19668	6360	3571	140	7,26	5760	399,1	За контуром
		7033,44	2,53	3,3	5125,74	1617,43	276,53	91,57				1,28	
C _{1us}	1505—1490	305860	70	110	105710	13380	53540		100	Не опр.	5959	481,36	За контуром
		8625,51	1,45	1,8	5247,98	1099,51	2329,16					1,337	
C _{1bul}	792—790	247489	Не обн.	37	97590	16720	16804	2987	95	»	5741	378,53	В контуре
		6979,2		0,60	4869,74	1374,38	730,97	76,46				1,277	
C ₂	141—330	46791	2548	1137	1,8	972,8	27752		1,0	»	0,024	79,97	За контуром
		1320	53,08	2,24	0,09	80	1206,6					1,056	
<i>Вилуйско-Джербинское месторождение</i>													
V — R	2588—2600	242050	457	60,4	94600	5450	28500	2000	Не обн.	Не опр.	2,491	378,0	В контуре
		6828	9,50	0,99	4721	448	1240	51,0				1,27	
V — R	2524—2528	218900	Не обн.		95000	4000	38500	1700	0,072	»	3,685	365,3	За контуром
		6174			4740	328	1670					1,257	

Примечания Свиты C_{1mot} — мотская, C_{1-2lit} — литвинцевская, C_{1us} — уольская, C_{1bul} — булайская, 2 Тип вод хлоридно-кальциевый

Таблица 55

Характеристика газов, растворенных в подземных водах месторождений Иркутского бассейна

Интервал опробования, м	Темпера- тура пласта, °С	Минера- лизация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %										Общая уп- ругость газа, МПа	p_c/p_b
				H ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + +в.	N ₂ + ред- кие	He	Ar		
<i>Братское месторождение (∈_{1mot})</i>															
3414—3430	55	340,88	567	2,28	2,39	He обн.	80,99	2,68	0,48	0,06	11,12	0,38	0,23	10,19	0,132
3358—3372	54	351,71	360,4	0,41	0,4	»	88,061	0,68	0,12	0,03	10,29	0,508	0,161	5,628	0,164
3250—3261	60	348,34	461,3	1,578	0,222	»	86,065	3,307	0,364	0,05	8,417	0,413	0,217	9,52	0,290
<i>Среднеботуобинское месторождение (∈_{1us})</i>															
1932—1920	6	384,6	271	1,11	0,53	He обн.	77,05	2,65	0,11	He	18,55			He опр.	
1912—1905	440	1,42	1,19	»	83,83	0,87	2,31	He	2,14	8,24	0,85	0,18	He опр.
1896—1886	6,8	369,33	0,39	»	79,86	4,41	1,08	0,54	12,87	0,57		He опр.	
1898,3	3,36	»	1,88	0,22	0,15	0,10	94,29			He опр.	
1473—1469	890	0,372	0,2	»	83,65	5,2	1,99	1,49	6,400	0,087	0,046		He опр.

Примечание. Свиты: ∈_{1mot} — мотская; ∈_{1us} — усольская.

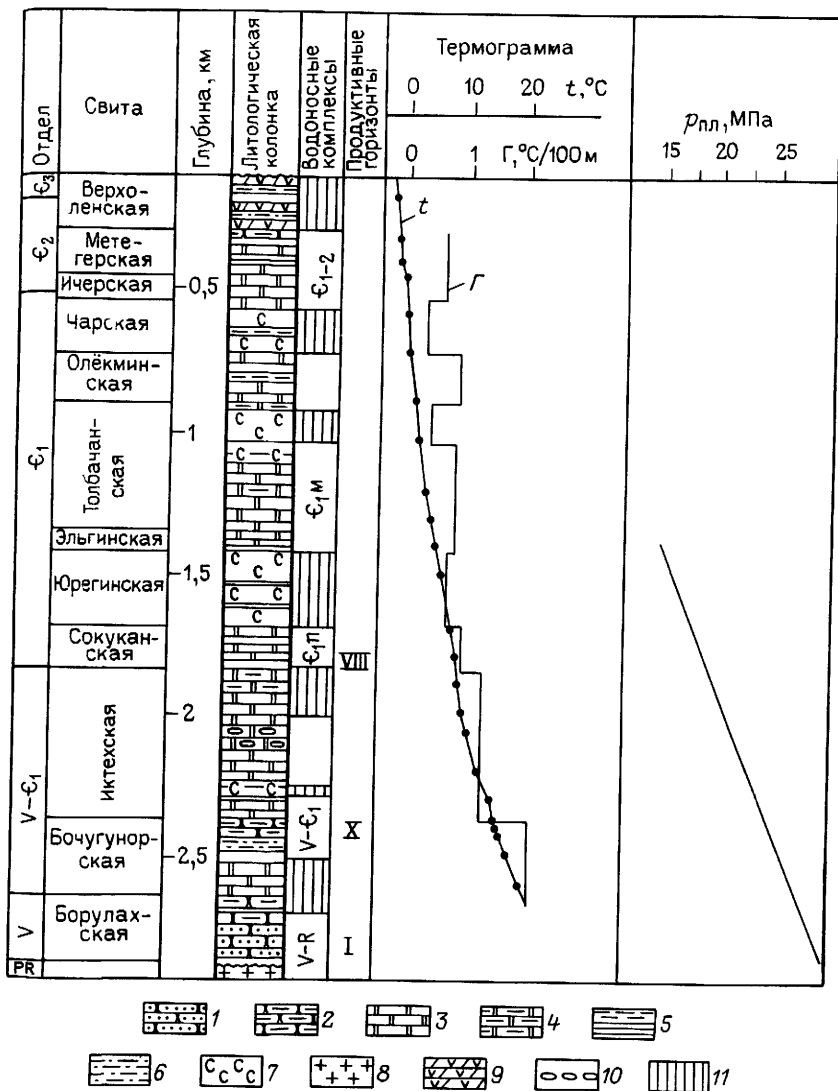


Рис. 91. Гидрогеологический разрез Вилуйско-Джербинского месторождения. 1 — проницаемые песчаники, 2 — глинистые песчаники, 3 — доломиты, 4 — доломиты глинистые, 5 — аргиллиты, 6 — алевролиты, 7 — каменная соль, 8 — породы фундамента, 9 — гипсы и ангидриты, 10 — кавернозность, 11 — водоупоры. Водоносные комплексы V-R — венд-рифейский терригенный, V-Є₁ — венд-кембрийский карбонатный, Є_{1п}, Є_{1М} — нижнекембрийские подсолевой и межсолевой карбонатные, Є₁₋₂ — метегеро-ричский надсолевой.

Пластовые рассолы имеют минерализацию 360—390 г/л. Водорастворенные газы метанового состава. Содержание $C_{орг}$ 14,4—23,34 мг/л, нафтеновых кислот 6,85—7,75 мг/л.

Температура вод в ботуобинском горизонте 10—15° С, отмечается ее снижение в пределах залежи. Пьезометрические уровни в водоносной части горизонта находятся на абсолютных отметках — 100 ÷ — 200 м, статические уровни рассолов — на отметках — 400 ÷ — 500 м. Водобильность рассолов при депрессиях достигает десятков кубических метров в сутки.

Вилуйско-Джербинское нефтегазовое месторождение расположено в восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы и юго-западной краевой части Сунтарского свода. В строении разреза месторождения участвуют терригенные и карбонатные отложения рифея и венда, карбонатные, соленосные и реже терригенные образования кембрия (рис. 91), в которых выделено пять рассолоносных комплексов.

Вилучанский горизонт сложен песчаниками, аргиллитами и алевролитами, открытая пористость которых 9—24%. Из них в большей части скважин при депрессиях от 1680 до 2350 м получены незначительные притоки (менее 22 м³/сут), и только испытанием этого горизонта скв. 649 при депрессии 1592 м получен весьма высокий дебит — 159 м³/сут. Пластовое давление на 26—29% меньше нормального гидростатического. Гидрогеодинамическая система вилучанского горизонта, выклинивающегося к северо-западу от Верхневилучанского и к северо-востоку от Вилуйско-Джербинского месторождений, располагается в региональной, приуроченной к северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы, зоне пьезоминимума. Температура в кровле вилучанского, харыстанского и юряхского горизонтов соответственно равна 18, 11 и 6° С. Рассолы за контуром газоносности несколько менее минерализованы (348—365 г/л) по сравнению с рассолами внутри контура (365—393 г/л).

II.3.3. ТУНГУССКИЙ БАСЕЙН

Тунгусский нефтегазоносный бассейн площадью около 1,5 млн. км² расположен в западной части Сибирской платформы и граничит с Западно-Сибирским, Лено-Енисейским, Лено-Вилуйским и Иркутским бассейнами.

В познание гидрогеологии Тунгусского бассейна в разные годы внесли вклад О. А. Бабошина, Е. А. Басков, В. Н. Борисов, М. Б. Бука-ты, В. И. Вожов, Г. Д. Гинсбург, Е. В. Пиннекер и др.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Осадочный чехол Тунгусского бассейна слагают терригенные и карбонатные породы рифея и венда, карбонатные и галогенно-карбонатные образования нижнего и среднего палеозоя, терригенные угленос-

ные континентальные отложения верхнего палеозоя и вулканогенные образования нижнего триаса. Разрез осадочно-вулканогенных пород насыщен пологими и секущими интрузивными телами, наибольшее их число установлено в западной части бассейна. На территории Тунгусского бассейна расположены крупные тектонические элементы (надпорядковые структуры): Байкитская антеклиза, Тунгусская синеклиза и юго-западная часть Анабарской антеклизы. В их пределах и на крайнем западе расположен ряд структур первого порядка.

В отложениях рифея, венда выявлены Собинское, Куюмбинское и Юрубченское нефтегазовые месторождения, в Турухано-Норильском районе в нижнесреднекембрийских образованиях — газоконденсатное месторождение Подкаменное.

В разрезе осадочного чехла Тунгусского бассейна выделяют два гидрогеологических этажа [4]. Нижний этаж объединяет водоносные комплексы отложений от рифея до силура включительно: рифей-вендский, венд-нижнекембрийский (верхнемотско-осинский), нижнесреднекембрийский (соленосный и костинский), ордовикский, силурийский, верхний — средневерхнепалеозойские и нижнетриасовые образования. В пределах Тунгусской синеклизы региональными экранирующими толщами для них служат терригенно-карбонатные (в отдельных районах сульфатноносные и соленосные) образования среднего палеозоя и вулканогенные и туфогенные породы нижнего триаса. В северных районах бассейна экранирующие свойства вулканогенной толщи улучшаются сформированными в четвертичное время многолетнемерзлыми породами мощностью 600 м и более.

Несмотря на значительную глубину промерзания пород, охлаждающее влияние мерзлоты на их тепловое состояние в пределах бассейна дифференцируется, что прослеживается по закономерному нарастанию геотермического градиента и температуры в гидрогеологических комплексах от бортов к наиболее погруженным центральной и северо-западной частям территории (рис. 92).

В гидрогеодинамическом поле *рифей-вендского комплекса* в изученной части Байкитской антеклизы в пределах Камовского свода выделяется зона пьезоминимума, в которой к толще палеокарстовых рифейских доломитов, сформированных в период длительного перерыва в осадконакоплении в предвендское время, приурочены Куюмбинское и Юрубченское нефтегазовые месторождения. Пластовое давление в вендских терригенных горизонтах Катангской седловины более высокое и превышает на 10—15% гидростатическое. Гидрогеодинамика карбонатных пород и межсолевых горизонтов венд-нижнекембрийского и нижнесреднекембрийского комплексов не изучена. Малочисленные данные позволяют судить в целом о тенденции сохранения повышенного давления в межсолевых горизонтах по сравнению с под- и надсолевыми и более низкого давления по сравнению с этими же горизонтами на Ангаро-Ленской ступени.

В рифей-вендском комплексе Байкитской антеклизы приведенные давления от периферии и склонов структуры в направлении Камовс-

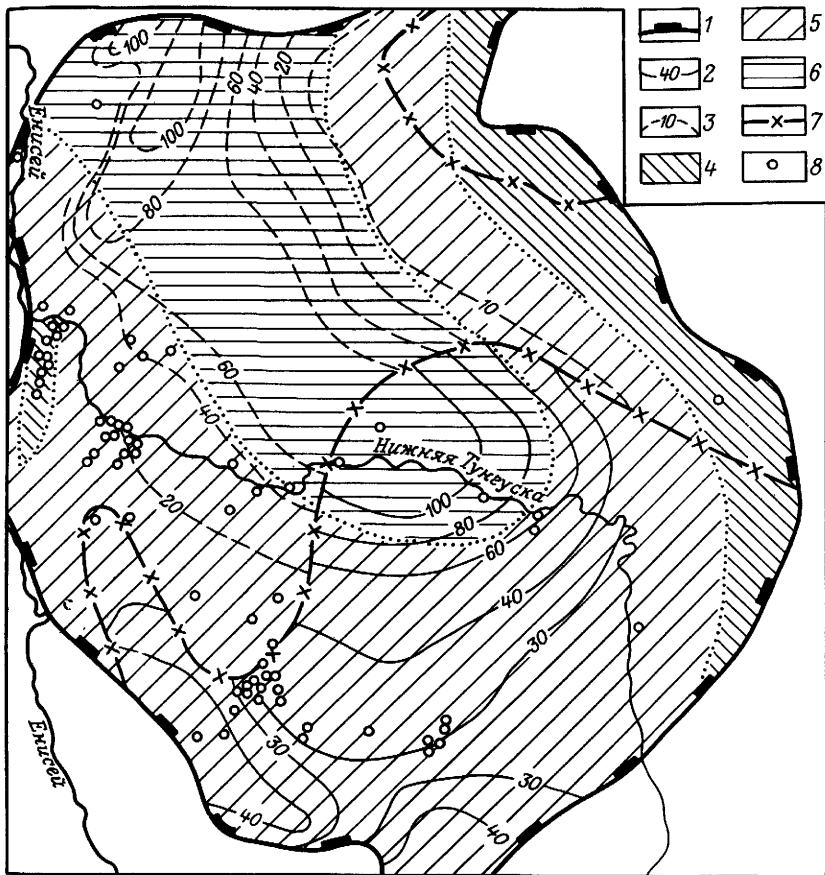


Рис. 92. Геотемпературная карта Тунгусского бассейна.

1 — границы бассейна, изотермы, °С; 2 — по подошве венда, 3 — по кровле костинской свиты, зоны равных значений термоградента, °С/100 м; 4 — 0,5—1, 5 — 1—2, 6 — от 2 до 2,5; 7 — границы проницаемых горизонтов костинской свиты; 8 — скважины, в которых определялась температура

кого свода снижается, а в *нижнесреднекембрийском (костинском) комплексе* постепенно возрастают, достигая максимума в восточной части Сурингдаконского свода на Нижнетунгусской площади и месторождении Подкаменном. В региональном плане приведенные давления снижаются от южной, западной и северо-восточной периферии территории распространения верхнекостинского горизонта в направлении впадин Курейской синеклизы. В их пределах прогнозируются наиболее низкие приведенные давления.

Поиски залежей УВ следует вести в направлении снижения приведенных давлений в западной, северной и восточной частях Бахтинского регионального выступа, где в тектонически экранированных блоках

могут быть обнаружены зоны пьезоминимумов и гидродинамические ловушки. В зонах пьезомаксимума на Нижнетунгусской, Таначинской и Моктаконской площадях получены промышленные притоки углекисло-метанового, метано-углекислого и углекислого газов с высоким содержанием сероводорода и сернистых соединений в конденсатах.

Высокое пластовое давление, превышающее на 30—40% гидростатическое в горизонтах костинской свиты, сохраняется в *ордовикском (байкитский горизонт песчаников) и силурийском (венлокский кавернозный горизонт) комплексах*, на глубинах свыше 800—1000 м, что может свидетельствовать о надежной изоляции водоносных горизонтов карбонатно-терригенными и сульфатоносными флюидоупорами нижнего и среднего палеозоя.

В центральной части Тунгусской синеклизы, где горизонты *верхнепалеозойского комплекса* изолированы от воздействия инфильтрационных вод мерзлыми вулканогенными образованиями, повышенное давление в них (до 15% выше гидростатического) сохраняется. В западной же части синеклизы более высокая насыщенность разреза траппами и разрывами и более активная, чем на востоке, неотектоника, обусловили значительную раскрытость гидрогеологических структур верхнего палеозоя. Пластовое давление близко к гидростатическому.

Одна из главнейших особенностей Тунгусского бассейна — активная разгрузка подземных вод на современном этапе в нижнетриасовый гидротермальный этап магматической активности. В результате этого в центральной части территории сформировался обширный очаг разгрузки нижнекембрийских рассолов в горизонты нижнего и верхнего палеозоя. В этот этап могли быть разрушены или переформированы в новые скопления образовавшиеся до траппового магматизма залежи нефти и газа [4, 8].

Рифей-вендский комплекс в пределах Байкитской антеклизы и Кантангской седловины содержит преимущественно крепкие хлоридного кальциево-натриевого и натриево-кальциевого состава рассолы (табл. 56), в которых прогнозируются снижение концентрации солей и изменение состава на натриевый в сторону Енисейского кряжа и повышение минерализации и смена состава на кальциевый в направлении северо-западных склонов Непско-Ботуобинской антеклизы (рис 93). Согласно гидрогеохимической зональности, показанной на рис. 91, засоление проницаемых горизонтов венда и рифея могло протекать только на склонах Непско-Ботуобинской антеклизы. Обращает на себя внимание гидрогеохимическая аномалия по верхнекостинскому горизонту, пересекающая Бахтинский выступ. Своей центральной частью аномалия совпадает с зоной пьезоминимума и, по-видимому, обусловлена восходящей миграцией рассолов из межсолевых горизонтов нижней части костинской свиты. В целом гидрогеохимическая зональность верхнекостинского горизонта согласуется с гидрогеодинамической схемой приведенных давлений, позволяя допускать латеральные перемещения рассолов в направлении снижения давления и повышения минерализации.

Таблица 56

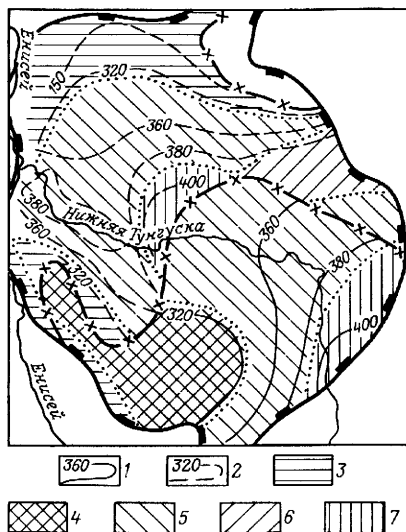
Химический состав подземных вод месторождений Тунгусского бассейна

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)							Микроэлементы, мг/л				$\frac{M}{\gamma}$ г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻	
<i>Собинское месторождение</i>													
R	2741—2878	$\frac{138450}{3900}$	$\frac{1500}{31,0}$	$\frac{2684}{44,0}$	$\frac{19800}{990}$	$\frac{7500}{620}$	$\frac{47000}{2040}$	$\frac{1400}{36,0}$	$\frac{0,11}{0,006}$	He опр.	$\frac{2,04}{20,0}$	He опр.	$\frac{219,4}{1,153}$
V	3285—3314	$\frac{179000}{5050}$	He опр.		$\frac{55000}{28,40}$	$\frac{14000}{1200}$	$\frac{39000}{1500}$	$\frac{3900}{10,3}$		He опр.			$\frac{290,9}{1,22}$
<i>Куюмбинское месторождение</i>													
R	2445—2485	$\frac{179400}{5050}$	$\frac{690}{0,1}$	$\frac{346}{6,0}$	$\frac{39700}{1980}$	$\frac{5100}{40,0}$	$\frac{56450}{2450}$	$\frac{4860}{120,0}$		He опр.	3,36	He обн.	$\frac{286,55}{1,2}$
V—R	2202, забой	$\frac{265900}{7500}$	$\frac{45}{0,9}$	$\frac{230}{4,0}$	$\frac{118000}{5900}$	$\frac{12400}{1030}$	$\frac{10500}{4600}$	$\frac{20000}{510}$		»	5,78	5,7	$\frac{427,1}{1,315}$
<i>Подкаменское месторождение</i>													
С ₁₋₂ kst	1345—1355	$\frac{211200}{5690}$	$\frac{93}{2,0}$	$\frac{201}{3,0}$	$\frac{60700}{3030}$	$\frac{12680}{1040}$	$\frac{36950}{1610}$	$\frac{16000}{410}$	0,464	He опр.	4,66	13	$\frac{338,0}{1,2475}$
»	1190—1200	$\frac{222900}{6290}$	$\frac{51}{1,0}$	$\frac{244}{4,0}$	$\frac{66670}{3330}$	$\frac{9540}{790}$	$\frac{24600}{1070}$	$\frac{18000}{460}$	0,428	»	2,76	10	$\frac{342,0}{1,2600}$
»	1110—1125	$\frac{224100}{6040}$	$\frac{50}{0,9}$	$\frac{439}{5,0}$	$\frac{66670}{3250}$	$\frac{7850}{760}$	$\frac{39490}{1710}$	$\frac{20400}{520}$	0,468	40	4,79	11	$\frac{359,4}{1,2606}$
»	775—780	$\frac{215800}{6090}$	$\frac{110}{2,0}$	$\frac{37}{0,6}$	$\frac{64120}{3200}$	$\frac{11380}{940}$	$\frac{34180}{1490}$	$\frac{20440}{520}$	0,510	233	4,39	5	$\frac{346,3}{1,2580}$

Примечания 1 С₁₋₂kst — костинская свита 2 Тип вод — хлоридно-кальциевый

Рис. 93. Гидрогеохимическая карта основных нефтегазоносных комплексов Тунгусского бассейна.

Изоминеры, г/л 1 — венд-рифейского комплекса, 2 — верхнеостистинского горизонта, состав подземных рассолов 3 — натриевый и кальциево-натриевый, 4 — кальциево-натриевый и натриево-кальциевый, 5 — натриево-кальциевый, 6 — магниево-кальциевый, 7 — кальциевый. Остальные условные обозначения см на рис 92



Высокой пластовой энергией флюидов костинского комплекса, обусловившей их вертикальную миграцию, следует, по-видимому, объяснить не свойственные терригенным и карбонатным породам преимущественно хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию (220—360 г/л) рассолов ордовикских и силурийских отложений. В региональном плане в ордовикском комплексе состав рассолов в направлении от Нижнетунгусского прогиба и Анакитской площади на западе к Нижнетунгусской, Учаминской и Аллюнской площадям на востоке меняется от хлоридного кальциево-натриевого на натриево-кальциевый, минерализация в этом направлении возрастает от 220 до 360 г/л. Рассолы с наиболее высокой минерализацией (327—359 г/л) располагаются вдоль широтного отрезка Нижней Тунгуски, пространственно совмещаясь с рядом разломов северо-восточного простирания по фундаменту [8]. На западной окраине бассейна распространены соленые и пресные воды.

В верхнепалеозойском комплексе в субширотной полосе в центральной части бассейна выявлена зона существенно хлоридных кальциевых рассолов с минерализацией до 320 г/л. В направлении к периферийным частям территории состав рассолов и вод меняется на хлоридный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый.

Рассмотренная гидрогеохимическая зональность основных водоносных комплексов свидетельствует о распространении в центральной части Тунгусского бассейна во всем осадочном чехле зоны сильно метаморфизованных хлоридного кальциевого состава подземных рассолов, что подтверждает вывод о существовании обширного очага разгрузки рассолов [4], в пределах которого возможны разрушение и перестроение залежей УВ.

Газы рассолов рифейских терригенно-карбонатных и вендских терригенных отложений в Катангской и Байкитской нефтегазоносных областях в основном углеводородные и азотно-углеводородные. Газы углекисло-метано-азотные обнаружены на участках развития в фундаменте гранитов. Газонасыщенность рассолов в контуре залежей УВ достигает $2000 \text{ см}^3/\text{л}$, за пределами структур снижается до $400\text{—}200 \text{ см}^3/\text{л}$.

В западной части Тунгусского бассейна в костинском комплексе, содержащем ангидриты, а в нижней части разреза — соли, широко развиты углекислые и метано-углекислые газы с высокой концентрацией сероводорода (до 3 г/л). Водорастворенные газы в северной части Нижнетунгусского прогиба (Большепорожская площадь) — углеводородные, на структурах Курейско-Бакланихинского мегавала — углеводородные, углеводородно-углекислые и углекислые, а на структурах Бахтинского регионального выступа — углекислые и углеводородно-углекислые. К востоку и северу от Сурингдаконского свода углеводородно-углекислые и углекисло-углеводородные газы прослеживаются вплоть до Вивинской и Верхненимдинской площадей. На Сухотунгусском валу под терригенно-карбонатным флюидоупором летнинской свиты распространены преимущественно углекислые газы; с глубиной в составе газов повышается доля углеводородных компонентов.

Газонасыщенность рассолов верхнекостинского горизонта в направлении от Нижнетунгусского прогиба к Сухотунгусскому валу и Сурингдаконскому своду по мере увеличения в составе газов содержания диоксида углерода возрастает от 500 до $2000\text{—}3000 \text{ см}^3/\text{л}$.

Подземные воды Собинского месторождения

Собинское нефтегазовое месторождение расположено на юго-западе Тунгусского бассейна в центральной части Катангской седловины. Продуктивны песчаные и алевроито-песчаные отложения ванаварской толщи, перекрытые глинисто-сульфатно-карбонатным флюидоупором оскобинской свиты венда-кембрия (рис. 94). В составе ванаварской свиты выделяют четыре-пять продуктивных горизонтов. Состав газов месторождения азотно-углеводородный, реже углеводородный с повышенной концентрацией азота (до 20%). Пористость и проницаемость песчаников меняются соответственно от 5 до 20% и от $1 \cdot 10^{-16}$ до $9 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$. Из водонасыщенной части продуктивных пластов получены весьма изменчивые и в целом незначительные протоки дебитом от $1,5$ до $26 \text{ м}^3/\text{сут}$ при депрессиях от 1450 до 680 м . Пластовое давление на глубинах $2632\text{—}2686$ и $3047\text{—}3062 \text{ м}$ составило соответственно 30 и $36\text{—}38 \text{ МПа}$, что превышает условное гидростатическое на $13\text{—}20\%$. Коэффициент аномальности пластового давления нарастает с глубиной. Температура в продуктивных горизонтах изменяется от 26 до 36° С , достигая в наиболее погруженной северо-восточной части моноклиального склона месторождения 60° С .

Пластовые рассолы продуктивных горизонтов венда и рифея имеют минерализацию $219\text{—}290 \text{ г/л}$ (табл. 56). Газонасыщенность рифейских

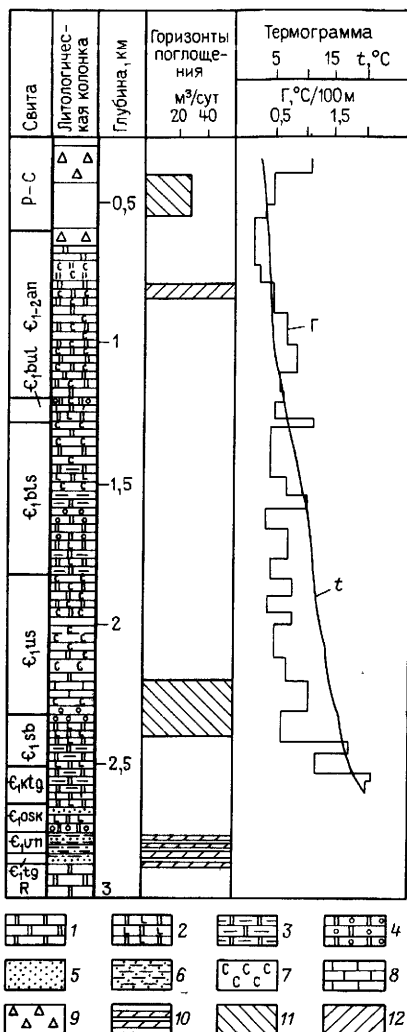
Рис. 94. Гидрогеологический разрез Собинского месторождения.

Доломит: 1 — чистый, 2 — ангидритовый, 3 — глинистый, 4 — с микрофилитами и оолитами; 5 — песчаник; 6 — алевролит; 7 — соль; 8 — известняк; 9 — интрузии; 10 — продуктивные горизонты; зоны поглощения по данным: 11 — бурения, 12 — термометрии
Свиты. ϵ_{1-2dn} — ангарская, ϵ_{1bul} — булайская, ϵ_{1bls} — белская, ϵ_{1us} — усольская, ϵ_{1sb} — собинская, ϵ_{1ktg} — катангская, ϵ_{1osk} — оскобинская, ϵ_{1vn} — ванаварская, ϵ_{1tg} — тайгинская

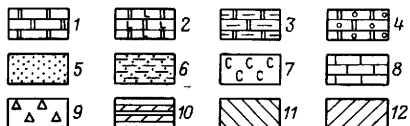
рассолов в пределах контура продуктивности 2000 см³/л на региональном фоне 294 см³/л. Состав газов азотно-метановый: метана до 67%, азота до 28%. В высокой концентрации определены гомологи метана: этан 2,29%, пропан 0,16%, бутан 0,011%.

П.3.4. ЛЕНО-ВИЛЮЙСКИЙ БАССЕЙН

Лено-Вилюйский газоносный бассейн площадью около 500 тыс. км² занимает территорию Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. Северную, западную и южную границы бассейна проводят по контуру распространения среднеюрских отложений, восточную — по Западно-Верхоянскому разлому, представленному системой надвигов.



Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия



В строении осадочного чехла Лено-Вилюйского бассейна принимают участие отложения от докембрийских до кайнозойских. По глубинам залегания фундамента бассейн разделяют на относительно приподнятые северо-западную и южную части, соответствующие склонам Анабарской и Алданской антеклиз, и погруженные центральную и восточную части, соответствующие Вилюйской синеклизе и Приверхоянскому прогибу (рис. 95).

По особенностям современной структуры и тектонического развития Вилюйская синеклиза разделяется на западную и восточную части. Западная часть синеклизы включает Ыгыаттинскую и Кемпендяйскую

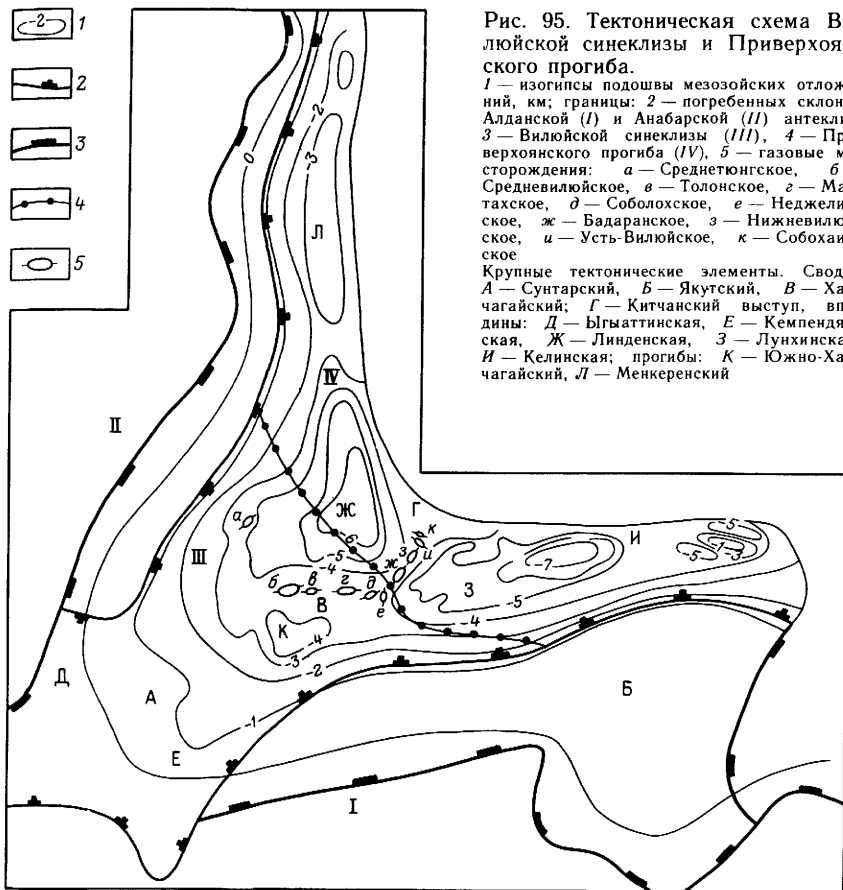


Рис. 95. Тектоническая схема Вилюйской синеклизы и Приверхоанского прогиба.

1 — изогипсы подошвы мезозойских отложений, км; границы: 2 — погребенных склонов Алданской (I) и Анабарской (II) антеклиз, 3 — Вилюйской синеклизы (III), 4 — Приверхоанского прогиба (IV), 5 — газовые месторождения: а — Среднетюнгское, б — Средневилюйское, в — Толонское, г — Мاستахское, д — Соболюхское, е — Неджелинское, ж — Бадаранское, з — Нижневилюйское, и — Усть-Вилюйское, к — Собоханское

Крупные тектонические элементы. Своды: А — Сунтарский, Б — Якутский, В — Халчагайский; Г — Китчанский выступ, впадины: Д — Ыгыаттинская, Е — Кемпендейская, Ж — Линденская, З — Лунхинская, И — Келинская; прогибы: К — Южно-Халчагайский, Л — Менкеренский

впадины и разделяющий их Сунтарский свод. Мощность мезозойских отложений в этих впадинах не превышает 1,4 км, палеозойских — 5—11 км. Указанные впадины являются палеозойскими рифтовыми системами, которые отделяются от Сунтарского свода и ограничивающих их с северо-запада и юго-востока Непско-Ботуобинской и Алданской антеклиз разломами [8].

В осадочном чехле Лено-Вилюйского бассейна выделяют три крупных структурно-геологических этажа: рифейско-палеозойский, среднепалеозойский (девон — нижний карбон) и верхнепалеозойско-мезозойский. Верхнепалеозойско-мезозойский этаж составляет основную часть разреза Вилюйской синеклизы и Приверхоанского прогиба и представлен исключительно терригенными морскими и континентальными осадками. В передовых складках Верхоянской складчатой зоны отложения почти полностью выведены на поверхность. С этим этажом связаны

все известные месторождения газа. Бурением изучены верхнепермские, триасовые, юрские, меловые и четвертичные отложения, представленные в основном песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменным углем.

Промышленная газоносность установлена в стратиграфическом диапазоне от верхней перми до верхней юры включительно. Месторождения газа открыты в пределах Хапчагайского мегавала, Китчанского выступа и на северо-западном борту Линденской впадины.

В верхнепермских отложениях выделены продуктивные горизонты $P_2 = I$, $P_2 = II$, $P_2 = III$, содержащие газоконденсатные залежи. Для них характерно АВПД, превышающее условные гидростатические на 6—14 МПа. На Среднетюнгском месторождении пластовое давление в пермских продуктивных горизонтах близко к нормальному гидростатическому. В нижнем триасе газоносные горизонты установлены в отложениях мономской, таганджинской и неджелинской свит (горизонты $T_1 = I$, $T_1 = II$, $T_1 = III$, $T_1 = X$, $T_1 = IV$). Газовые залежи нередко имеют нефтяные оторочки непромышленного значения. Пластовое давление близко к условному гидростатическому. В среднетриасовом-нижнеюрском комплексе промышленная газоносность связана с нижнеюрскими породами, в кровле которых залегает сунтарская свита, представленная регионально выдержанной пачкой глин. Пластовое давление на Хапчагайском поднятии близко к гидростатическому, в Усть-Вилюйском районе оно превышает условное гидростатическое на 1 МПа. В средневерхнеюрских отложениях выявлены небольшие по запасам газовые залежи на Средневилюйском и Усть-Вилюйском месторождениях. Пластовое давление на 1—1,5 МПа ниже условного гидростатического. С верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями связана небольшая газовая залежь на Усть-Вилюйском месторождении. Многочисленные газопроявления из этих отложений отмечались в Приверхоянском прогибе.

Во вскрытой бурением части разреза Лено-Вилюйского бассейна выделяют шесть гидрогеологических комплексов: верхнепермский, нижнетриасовый, средневерхнетриасовый, нижнеюрский, средневерхнеюрский, верхнеюрско-меловой.

Верхнепермский гидрогеологический комплекс представлен континентальной, угленосной, литологически изменчивой алевроитово-песчаной толщей. Коллекторы — полимиктовые, мелкозернистые песчаники, характеризующиеся низкими емкостными и фильтрационными свойствами. Пористость их колеблется от 5 до 15%, проницаемость редко достигает $(80—150) \cdot 10^{-15}$ м². Водообильность пород слабая. Воды относятся к хлоридно-кальциевому типу, минерализация — от 40 до 180 г/л, чаще 70—100 г/л, воды бессульфатные (табл. 57). Водорастворенные газы преимущественно метановые (табл. 58).

Нижнетриасовый водоносный комплекс состоит из трех разнородных толщ: глинистой, песчанистой и глинисто-песчанистой. Коллекторы — песчаники и крупнозернистые алевролиты с пористостью 10—27% и проницаемостью до $3 \cdot 10^{-13}$ м². В направлении к Приверхоянскому проги-

Таблица 57
Химический состав подземных вод Средневилюйского месторождения

Возраст пород, пласт	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				M, г/л γ, г/см ³	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
P ₂	3067—3094	$\frac{42029}{1185,3}$	$\frac{4}{0,1}$	$\frac{1177}{19,3}$	$\frac{1713}{85,5}$	$\frac{875}{72}$	$\frac{24402}{1047,2}$	85	8	112	4,8	$\frac{70,42}{1,05}$	ХК
T ₁	2994—3018	$\frac{27991}{789,4}$	$\frac{15}{0,31}$	$\frac{564}{9,2}$	$\frac{3493}{174,8}$	$\frac{652}{53,6}$	$\frac{13194}{570,6}$	Не опр.	20	53	0,6	$\frac{45,98}{1,034}$	»
T ₁	2579—2592	$\frac{22209}{625,61}$	Не обн.	$\frac{915}{15}$	$\frac{1343}{67,16}$	$\frac{300}{24,62}$	$\frac{12621}{548,8}$	Не опр.				$\frac{37,39}{1,027}$	»
T ₁ =I	2479—2483	$\frac{20561}{579,2}$	$\frac{252}{5,24}$	$\frac{220}{3,6}$	$\frac{1314}{65,68}$	$\frac{227}{18,63}$	$\frac{11586}{503,7}$	»				$\frac{34,16}{1,023}$	»
T ₁ =II	2761—2764	$\frac{21209}{598,2}$	$\frac{220}{4,1}$	$\frac{154}{2,6}$	$\frac{1691}{84,4}$	$\frac{284}{23,4}$	$\frac{11440}{493,3}$	46,1	12	54,9	2,08	$\frac{35,11}{1,025}$	»
T ₁ =III	2608—2612	$\frac{26556}{749}$	$\frac{25}{0,516}$	$\frac{54}{0,825}$	$\frac{4685}{233,82}$	$\frac{69}{5,67}$	$\frac{11772}{510,85}$	17,4	16,4	62,9	Следы	$\frac{43,26}{1,031}$	»
T ₂₋₃	2006—2017	$\frac{16005}{450,84}$	$\frac{17}{0,36}$	$\frac{195}{3,2}$	$\frac{978}{48,89}$	$\frac{126}{10,32}$	$\frac{9088}{396,14}$	Не опр.				$\frac{26,41}{1,017}$	»
T ₂₋₃	1936—1955	$\frac{9905}{279,3}$	$\frac{72}{1,5}$	$\frac{1606}{28}$	$\frac{128}{6,4}$	$\frac{46}{8,7}$	$\frac{6871}{298,7}$	Следы	4,0	60,0	0,45	$\frac{18,69}{1,013}$	ГКН
J ₁	1616—1620	$\frac{9579}{270,17}$	Следы	$\frac{3389}{55,52}$	$\frac{69}{3,45}$	$\frac{42}{3,45}$	$\frac{7361}{318,78}$	Не опр.	17,9	13,3	Следы	$\frac{20,47}{1,015}$	»
J ₁ , I+II	1668—1678	$\frac{10141}{286}$	»	$\frac{1620}{26,56}$	$\frac{95}{4,75}$	$\frac{33}{2,76}$	$\frac{7016}{305,04}$	»	16	25	3,17	$\frac{18,95}{1,014}$	»
J ₃ , I	1088—1097	$\frac{175}{4,92}$	Не обн.	$\frac{1419}{23,26}$	$\frac{9}{0,45}$	$\frac{1,09}{0,09}$	$\frac{636}{27,64}$	0,2	2	Следы	Следы	$\frac{2,24}{1,002}$	»

Таблица 58

Характеристика газов, растворенных в подземных водах Средневилюйского месторождения

Возраст пород	Интервал перфорации, м	Глубина (м), способ отбора	Температура пласта, °С	Минерализация воды, г/л	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %								Общая упругость газа, МПа	p _r /p _в	Положение скважины	
						H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + в.	N ₂ + редкие	He				Ar
P ₂	3016—3039	На устье	65	69	Не опр	Не обн.	0,7	94,9	2,8	0,3	Следы	1,3	0,027	0,031	Не опр.	Не опр.	...
T _{1tg}	2994—3018	2990, ПД-3	65	47,3	875	4,3	0,8	91,2	1,4	0,1	Не обн.	2,1	0,02	0,003	62	0,2	В 5 км от контура
T ₁	2579—2592	2570, ПД-3	55	36,9	2730	0,2	0,3	85,5	3,0	0,5	Следы	0,7	0,001	0,004	252	1,0	У контура
T _{1-I}	2479—2483	2470, ПД-3	53	34,0	780	Не обн.	0,3	97,45	1,0	0,15	Не обн.	1,1	Не опр.		47	0,2	В 1 км от контура
T _{1-I}	2656—2671	2650, ПД-3	59	35,0	2960	Не обн.		92,8	5,1	1,2	0,2	0,7	0,009	0,005	265	1,0	В 3 км от контура
T ₂₋₃	1936—1955	На устье	Не обн.	0,3	95,7	0,8	0,4	0,2	2,6	0,008	0,013	Не опр.		..
T ₂₋₃	1668—1678 1579—1581	То же ПД-3	36 32	18,1 18,0	2460 2467	» »	0,6 0,3	97,7 97,6	Сл. 0,1	Не обн. »		1,7 2,0	0,011 0,008	0,016 0,021	155 155	0,94 1,0	У контура То же
J ₁	1616—1620	ПД-3	36	16,5	2170	»	0,7	95,2	0,6	0,2	Не обн.	1,1	0,01	0,02	135	0,87	»
J ₃	1088—1097	1000, ПД-3	2,6	2,0	1747	Следы	0,7	97,6	0,2	0,03	»	1,3	0,009	0,029	65	0,68	»

Примечания 1 T_{1tg} — тагаджинская свита 2 Сероводород отсутствует

бу коллекторские свойства существенно ухудшаются. Максимальные притоки воды составляют 300—500 м³/сут. Минерализация воды в центральных районах провинции 30—60 г/л, в Усть-Виллюйском районе — более 100 г/л. Газонасыщенность вод изменяется от 1500 до 2500 см³/л, газы преимущественно метановые. Упругость газов возрастает к контурам залежей и к мономской покрышке. Горизонтальные градиенты напора вод весьма малы (<0,0005), намечается увеличение приведенных уровней в восточном направлении.

Средневерхнетриасовый водоносный комплекс сложен континентальной, преимущественно песчаной, толщей с прослоями глин, алевролитов, гравелитов, конгломератов. Открытая пористость коллекторов колеблется от единиц процента до 27%, проницаемость достигает $2 \cdot 10^{-12}$ м². Отмечается ухудшение коллекторских свойств в сторону Приверхоянского прогиба. Минерализация вод увеличивается сверху вниз по разрезу, а также с запада на восток — от 18—35 г/л на западных площадях Хапчагайского мегавала до 100—125 г/л на Сангарской площади. Отношение r_{Na}/r_{Cl} изменяется от 0,7—0,8 до 0,9—1,1; снизу вверх по разрезу комплекса происходит смена типов вод с хлоридно-кальциевого на гидрокарбонатно-натриевый в диапазоне минерализации 20—30 г/л. Газонасыщенность вод на площадях Хапчагайского мегавала 2000—2500 см³/л, в газах преобладает метан. Приведенные уровни изменяются с запада на восток от 70—100 м до 150—200 м.

Нижнеюрский водоносный комплекс представлен неравномерно переслаивающимися песчаными и алевроито-глинистыми породами. Коллекторы — песчаники, реже алевролиты, с пористостью от единиц до 30% и проницаемостью до $3 \cdot 10^{-12}$ м².

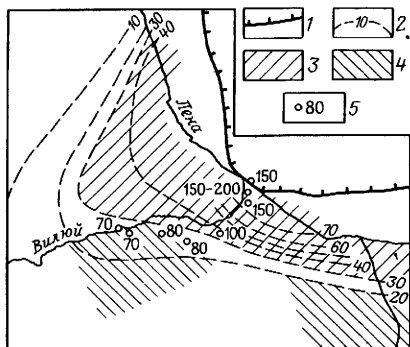
Подземные воды хлоридно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов, минерализация изменяется от 18—20 г/л на западе Хапчагайского мегавала до 50—100 г/л на Усть-Виллюйском и Собохаинском месторождениях. Отмечаются низкое фоновое содержание сульфатов и высокая региональная газонасыщенность вод (1500—2500 см³/л), коэффициент p_r/p_b достигает или превышает 0,5. Горизонтальный градиент напора вод менее 0,0002. Отметки приведенных уровней на Хапчагайском мегавале 70—90 м, в Усть-Виллюйском районе 150—200 м (рис. 96). В районе Якутского поднятия встречены горизонты с отрицательными отметками приведенных уровней.

Средневерхнеюрский водоносный комплекс сложен континентальными слабоуглистыми породами, заключенными в глинистых и глинисто-песчаных толщах. Открытая пористость песчаников достигает 31—35%, проницаемость — $2 \cdot 10^{-12}$ м². Коллекторские свойства пород ухудшаются в восточном направлении. В районе Хапчагайского мегавала минерализация вод составляет 3—5 г/л, воды сульфатные, r_{Na}/r_{Cl} 1,2—4. Растворенные газы метанового типа. Газонасыщенность вод 1100—2400 см³/л, p_r/p_b от 0,4 до 1. Водоносные горизонты с отрицательными пьезометрическими уровнями (—30 ÷ —70 м) имеют широкое площадное распространение.

Верхнеюрско-нижнемеловой водоносный комплекс сложен песчаной

Рис. 96 Схематическая гидрогеологическая карта нижнеюрских отложений Лено-Вилуйского бассейна (по Л. А. Грубову)

1 — границы Верхоянской складчатой области, 2 — изометры, г/л, зоны распространения 3 — хлоридно-кальциевых вод, 4 — гидрокарбонатно-натриевых вод, 5 — абсолютные отметки приведенных статических уровней, м



угленосной толщей с глинистыми прослоями. Региональные водоупорные горизонты в разрезе не установлены. Пористость коллекторов составляет в среднем 27%, проницаемость до $3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. В восточном направлении коллекторские свойства пород ухудшаются. Минерализация вод вверх по разрезу уменьшается до 1 г/л, воды высокосульфатные. В Усть-Вилуйском районе встречены хлоридно-кальциевые воды с минерализацией до 37 г/л. Пьезометрические уровни вод повсеместно, кроме Приверхоянского прогиба, устанавливаются на отрицательных отметках.

Верхнемеловые и кайнозойские отложения расположены в зоне многолетнемерзлых пород, общая мощность которых в пределах бассейна колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а в пределах Хапчагайского мегавала составляет 400—600 м.

Средняя геотермическая ступень по разрезу мезозойских и верхнепалеозойских отложений Хапчагайского мегавала составляет 36 м/°С, пониженные значения ее (25—30 м/°С) имеют глинистые и обогащенные углями отложения нижнего мела, верхней и средней юры и нижнего триаса, повышенные (до 50—52 м/°С) — песчаные толщи нижней юры и среднего и верхнего триаса. Максимальная пластовая температура (167°С) зафиксирована на Средневилуйской площади на глубине 6500 м.

Все гидрогеологические комплексы из-за сплошного распространения многолетнемерзлых пород представляют собой системы закрытого типа. Нижнетриасовый и особенно верхнепермский комплексы являются в той или иной степени закрытыми системами преимущественно с внутренними областями создания напоров. Зона интенсивного водообмена на большей части территории отсутствует; зона затрудненного водообмена условно выделяется в разрезе от подошвы до первой региональной водоупорной толщи; ниже располагается зона весьма затрудненного водообмена.

Подземные воды Средневилуйского месторождения

Средневилуйское газовое месторождение — самое крупное в Лено-Вилуйском бассейне. Оно расположено в западной части Хапчагайского

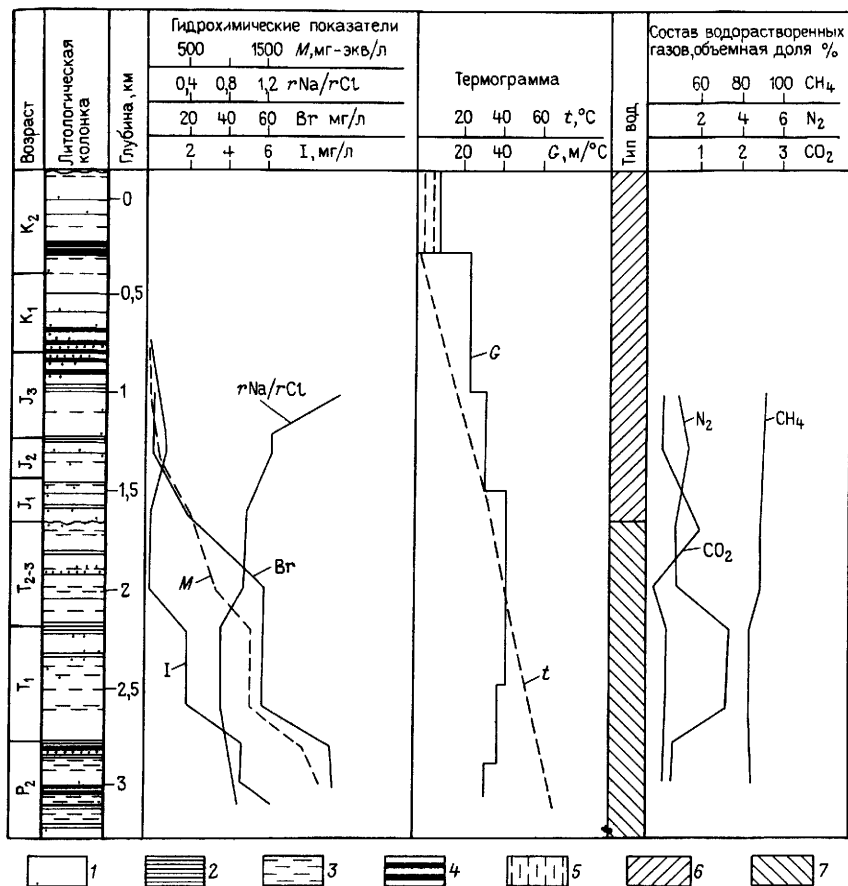


Рис 97 Сводный гидрогеохимический разрез Средневолынского месторождения
 1 — песчанки 2 — глины 3 — алевролиты и аргиллиты 4 — каменный уголь 5 — зона многолет
 мерзлых пород воды 6 — гидрокарбонатно-натриевые 7 — хлоридно-кальциевые

мегавала На месторождении открыто восемь залежей в горизонтах $J_3 = I$, $J_3 = II$, $J_1 = I$, $T_1 = I$, $T_1 = IA$, $T_1 = II$, $T_1 = III$ и $P_2 = I$

В пределах месторождения выделяют четыре гидрогеологических комплекса верхнепермский, нижнетриасовый, среднетриасово-нижнеюрский и среднеюрско-меловой, которые контролируются регионально распространенными водоупорами в неджелинской, мономской и сунтарской свитах

На границах комплексов происходит скачкообразное изменение минерализации и состава вод, а также приведенных статических уровней. Смена гидрокарбонатно-натриевого типа вод на хлоридно-кальциевый происходит на границе юрских и триасовых отложений. Это не приводит

к изменению типа водорастворенных газов, которые по всему разрезу являются преимущественно метановыми. Однако минерализация и метаморфизация вод на этой границе существенно изменяются и начинают неуклонно увеличиваться вниз по разрезу (рис. 97). В ряде скважин в верхнепермском комплексе встречены пластовые воды рассольного типа (например, на Мастахском месторождении) с минерализацией до 180 г/л и отношением r_{Na}/r_{Cl} , равным 0,6. Природа этих рассолов пока не выяснена.

14. ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕРРИТОРИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На территории Дальнего Востока выделяют большое число нефтегазоносных бассейнов [3], геологическая изученность которых крайне низка. Еще меньше данных об их гидрогеологическом строении. Более или менее освещены гидрогеологические условия Охотско-Сахалинского и Охотско-Камчатского нефтегазоносных бассейнов.

14.1. ОХОТСКО-САХАЛИНСКИЙ БАССЕЙН

Охотско-Сахалинский бассейн приурочен к одноименному прогибу и соответствует Сахалинской нефтегазоносной области Охотской нефтегазоносной провинции (рис. 98) [31]. В гидрогеологическом отношении наиболее изучена северная часть о-ва Сахалин — Северо-Сахалинский прогиб.

Основные черты геологического строения, нефтегазоносность, гидрогеологические условия

Охотско-Сахалинский бассейн сложен мощной толщей терригенных пород верхнего мела, палеогена и неогена. Максимальная мощность осадочного чехла достигает 10 км. Отложения неогена мощностью 5—7 км представлены песчано-глинистыми породами в основном миоценового возраста и подразделяются на свиты: (снизу вверх): даехурийнская, уйнинская, дагинская, окобыкайская и нутовская.

На Северном Сахалине выявлено 45 месторождений нефти и газа. Основные продуктивные горизонты приурочены к песчано-глинистым отложениям дагинской, окобыкайской и нутовской свит.

О. В. Равдоникас (1972 г.) продуктивную часть разреза Северного Сахалина в интервале глубин 0—2700 м по особенностям водных свойств подразделяет на три толщи (снизу вверх): глинисто-песчаные отложения дагинской свиты (нижний-средний миоцен); преимущественно глинистая толща нижней части окобыкайской свиты (средний миоцен), содержащая маломощные (30—50 м) водоносные песчаные пласты, часто выклинивающиеся; глинисто-песчаные образования нижнеу-

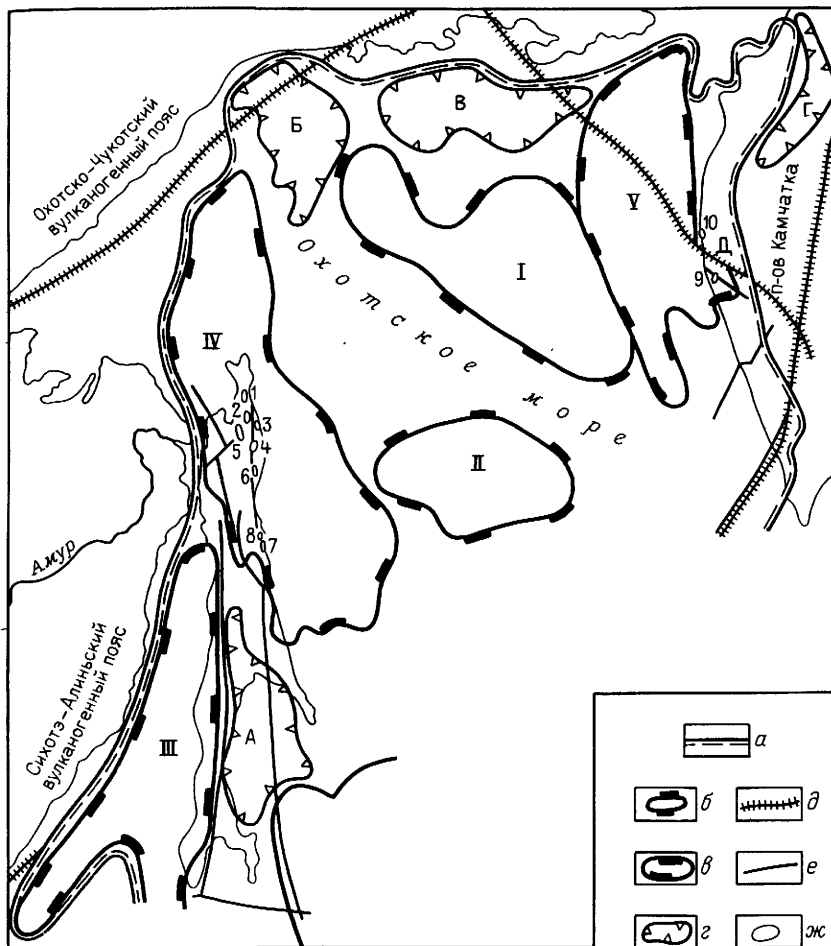


Рис. 98. Обзорная схема Охотской нефтегазонасыщенной провинции (с тектонической карты нефтегазонасыщенных территорий СССР масштаба 1:2 500 000, 1983 г.)
а — границы провинции, крупнейшие тектонические элементы: *б* — поднятия (*1* — Северо-Охотское, *II* — Института океанологии), *в* — прогибы (*III* — Татарского пролива, *IV* — Охотско-Сахалинский, *V* — Охотско-Камчатский); *г* — крупные отрицательные тектонические элементы: *А* — Тынь-Поранский грабен, *Б* — Южно-Мареканский прогиб, *В* — Северо-Охотский прогиб, *Г* — Паланский прогиб, *Д* — Западно-Камчатский синклиниорий; *д* — разломы; *е* — региональные нарушения; *ж* — месторождения нефти и газа: *1* — Охинское, *2* — Тунгорское, *3* — Одопу, *4* — Сабо, *5* — Волчинское, *6* — Паромай, *7* — Катангли, *8* — Уйглекуты, *9* — Кшукское, *10* — Лиманская площадь

товской подсвиты (верхний миоцен) и верхней части окобыкайской свиты (средний миоцен).

В связи со значительной дифференциацией глубин залегания пластов температура подземных вод дагинской свиты изменяется в больших пределах. На месторождениях Катанглинско-Набильской зоны и на 368

Гыргыланьинской площади температура в продуктивной части разреза не превышает 20° С, а на других месторождениях обычно составляет 50—75° С. Геотермическая ступень изменяется в пределах 28—32 м/°С.

Подземные воды движутся на северо-запад, север и восток от Гыргыланьинской гряды и предположительно на восток от Оссой-Вальского и Дагинского поднятий. В районе Охинского перешейка подземные воды движутся на юго-восток. От северных предгорий Набильского хребта в Набильской мульде предполагается северо-восточное движение подземных вод. Разгрузка осуществляется в прибрежно-морской полосе, в сводовых частях антиклинальных поднятий и в зонах тектонических нарушений.

Пресные и слабосоленоватые воды вскрыты в районе Гыргыланьинского месторождения. На север и восток от него минерализация возрастает от 11—13 г/л (Шхунное, Волчинское, Сабинское, Малосабинское) до 25—33 г/л на месторождениях Охинско-Эхабинской зоны нефтегазоаккумуляции. На месторождениях Катанглинско-Набильской зоны воды в продуктивных пластах имеют невысокую минерализацию (1—3 г/л), которая возрастает до 10—14 г/л в отдельных нефтеносных блоках. Состав подземных вод продуктивных пластов преимущественно хлоридный натриевый. Содержание сульфатов невелико, коэффициент сульфатности 0—4,5, r_{Na}/r_{Cl} 1—1,8.

Залежи нефти и газа, приуроченные к дагинским отложениям, расположены в зоне преимущественно полностью насыщенных газом подземных вод с коэффициентом упругости, равным единице. Исключением составляют Гыргыланьинское месторождение и месторождения Катанглинско-Набильской зоны, где залежи нефти и газа приурочены к зоне свободного водообмена ($p_r/p_v 0,3$). Состав водорастворенных газов преимущественно метановый. Содержание тяжелых УВ достигает 4,8%.

К средней толще (нижняя часть окобыкайской свиты) приурочена основная доля запасов нефти. В связи с частым замещением песчаных пород глинистыми по разрезу и по площади водообильность пород резко изменяется даже в пределах небольших участков. Температура подземных вод меняется от первых десятков градусов в наиболее приподнятых структурах (Оха, Эхаби, Восточное Эхаби) до 80—90° С в нижних продуктивных пластах погруженного Некрасовского месторождения. Геотермическая ступень изменяется от 18 до 34 м/°С.

Основная область питания подземных вод средней продуктивной толщи (нижняя часть окобыкайской свиты) — Энгизпальское поднятие, дополнительная — Гыргыланьинская и Оссойская гряды. Разгрузка (открытая или субкавальная) инфильтрационных и седиментационных вод толщи осуществляется на менее приподнятых участках выходов рассматриваемых отложений.

Подземные воды продуктивных пластов в глинистой части окобыкайской свиты обладают обычно более высокой минерализацией, чем воды выше- и нижележащих толщ. Минерализация чаще всего изменяется от 10 до 20 г/л. Гидрохимическая зональность прослеживается

преимущественно в горизонтальном направлении и почти не проявляется в разрезе. Минерализация вод в окобыкайских отложениях в северной части Волчинского месторождения и в северной и южной частях Сабинской антиклинальной зоны обычно составляет 10—16 г/л, в краевых северной и северо-восточной частях бассейна (Охинско-Эхабинская зона) — 20 г/л (в отдельных пластах достигает 33 и даже 58 г/л, Тунгорское месторождение), в пределах месторождений Паромайской антиклинальной зоны — от 12 до 20 г/л, реже возрастает до 28 г/л. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа, состав вод преимущественно хлоридный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Отношение rNa/rCl 0,96—2 (на Тунгоре 2,3—5,6). Воды практически бессульфатные, коэффициент сульфатности изменяется от 0,1 до 0,4. Состав водорастворенных газов преимущественно метановый. Углекисло-метановые газы встречены на Охинском, Восточно-Эхабинском, Тунгорском и Кыдыланьинском месторождениях. Содержание тяжелых УВ 0,1—4,6%.

В верхней, глинисто-песчаной толще (нижнелутовская подсвита и верхняя часть окобыкайской свиты) водоносные горизонты имеют значительную мощность (более 50—100 м) и выдержаны по площади. Глинистые водоупоры незначительной мощности распространены повсеместно. К этой толще приурочены преобладающие запасы газа и значительно меньшие запасы нефти. Водоносные горизонты водообильны, удельный дебит 0,1—0,5 л/с, дебит скважин при самоизливе часто превышает 1 л/с. Температура подземных вод колеблется в значительных пределах, но не превышает 57°С. Значение геотермической ступени на нефтеносных участках составляет 33—36 м/°С, на газоносных — 28—41 м/°С. Указанная толща относится к открытой гидродинамической системе. На всей площади ее распространения возможны пополнения запасов и разгрузки подземных вод. Область создания напоров тяготеет к Гыргыланьинскому поднятию, вблизи которого отметки статических уровней достигают максимальных значений 80—60 м. От Гыргыланьинского поднятия намечается северное, северо-западное и восточное направление движения подземных потоков. Проницаемость пород $300—500 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

На большинстве месторождений воды продуктивных пластов, приуроченных к рассматриваемой толще, обладают невысокой минерализацией (менее 1—3 г/л), возрастающей в восточном и северном направлениях. На отдельных поднятиях Эхабинской и Паромайской антиклинальных зон минерализация воды достигает 12—28 г/л. Состав пресных и слабосоленых вод гидрокарбонатно-натриевый, сильно-солончатых и соленых — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый, rNa/rCl 0,8—9,2, воды практически бессульфатные, коэффициент сульфатности 0,1—2.

Газонасыщенность подземных вод возрастает в северном и восточном направлениях от области водосбора. Коэффициент упругости изменяется от 0,03 до 1. Резкое аномальное возрастание газонасыщенности наблюдается вблизи залежей нефти и газа. Состав газа метановый,

а на участках с незначительной газонасыщенностью вод азотно-метановый и метано-азотный.

По О. В. Равдоникас, преобладающее большинство месторождений нефти на Сахалине расположено вдали от основной области питания атмосферными осадками и вблизи участков возможного проявления седиментационного водообмена. Месторождения газа обнаружены вблизи и даже в пределах области питания подземных вод. Все месторождения нефти и газа приурочены к участкам бассейна, где температура превышает 100°С. На большинстве месторождений температурные условия свидетельствуют о восходящих потоках подземных вод. Обычно на непродуктивных площадях температура вод меньше, чем на месторождениях.

Подземные воды Тунгорского месторождения

Тунгорское газонефтяное месторождение расположено в пределах Охинско-Эхабинской зоны нефтегазонакопления. В его строении принимают участие терригенные отложения дагинской, окобыкайской и нутовской свит миоценового возраста. Тунгорская складка представляет собой асимметричную брахиантиклиналь меридионального простирания с пологим западным и крутым восточным крыльями. Размеры складки по кровле пласта XVIII $4 \times 1,5$ км.

На месторождении выявлены газоносные пласты в нутовских (I, II, III) и окобыкайских (XII, XIII, XIV, XV, XVII, XVIII, XIX) отложениях и нефтегазонасыщенный пласт XX в окобыкайских (рис. 99). Продуктивные горизонты залегают на глубинах 500—2200 м, представлены песками с прослоями глин и алевролитов. Общая мощность их колеблется от 10 до 100 м, пористость пород-коллекторов в среднем 10—27%, проницаемость $(0,25—400) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, с глубиной она ухудшается. Нефтегазоводоупорные разделы сложены алевролитистыми и песчаными плотными глинами. Средняя мощность разделов увеличивается от 20 м в верхней части разреза до 150 м в нижней.

Большая изменчивость состава и мощности терригенных пород обуславливает значительные колебания дебитов переливающихся водой скважин (от 0,5 до 293 м³/сут). Статические уровни воды устанавливаются на абсолютных отметках 27—49 м и в основном выше поверхности земли. Температура на глубине 2073 м составила 63°С, геотермический градиент 3,07°С/100 м. Все подземные воды гидрокарбонатно-натриевого типа.

Воды, не связанные с залежами УВ, пресные и солоноватые. С глубиной отмечается постепенное изменение их минерализации и солевого состава. Общую картину закономерных изменений с глубиной нарушают воды, связанные с залежами УВ (например, высокоминерализованные воды пластов XX и XIX, минерализация которых возрастает до 58,1 г/л за счет гидрокарбонатов). Подземные воды Тунгорского месторождения значительно отличаются от вод других месторождений Сахалина не только по минерализации и составу (табл. 59), но и по содержанию в

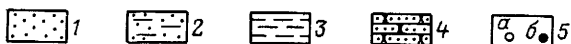
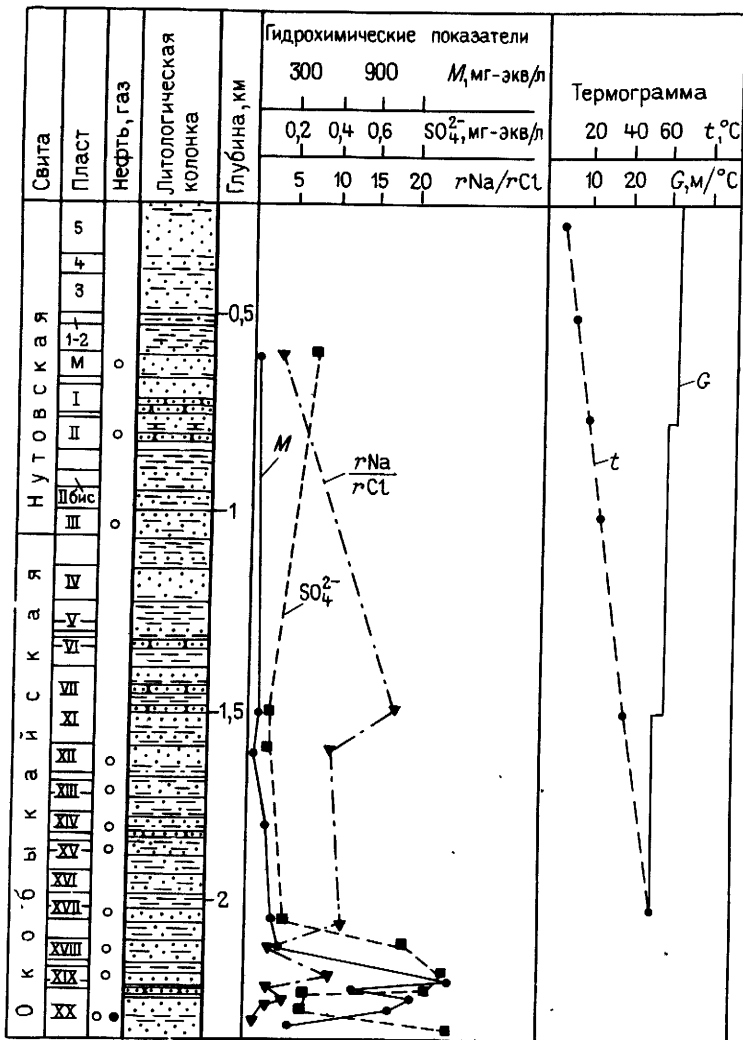


Рис. 99. Сводный гидрогеохимический разрез миоценовых отложений Тунгорского месторождения (по Е. И. Кудрявцевой, 1984 г., геологическая основа по Н. З. Балковой).
 1 — песок, 2 — песок алевроитоглинистый и глинистый, 3 — глины, 4 — песчаник, 5 — газ (а), нефть (б)

Таблица 59

Химический состав подземных вод миоценовых отложений Тунгорского месторождения

Пласт	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л, (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микрокомпоненты, мг/л				M, г/л γ, г/см ³
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻	
XX	2223—2234	3071	55	3819	10	7	3749	He обн.	10,7
		86,6	1,1	61,6	0,5	0,6	156,2					1,0044
XX	2140—2269	7590	11	21289	21	42	12900	»	27	1	He обн.	41,8
		213,9	0,3	348,9	1,1	3,6	558,4					1,01
XX	2141—2154	4108	38	30904	46	7	14902	»	50,1
		115,8	0,3	507,7	2,3	0,6	620,2					1,019
XX	2074—2125	5292	43	14640	21	13	8852	50	18	27	21	28,9
		149,3	0,9	240,0	1	1	388,2					1,020
XIX	2094—2113	2669	48	37101	44	15	18202	He обн.	58,2
		75,3	1,0	605,5	2,2	1,2	758,4					1,0228
XVIII	2080—2110	1830	38	4764	14	10	3434	10,1
		51,6	0,8	92,2	0,7	0,8	143,1					1,0079
XVII	2016—2048	335	11	6464	20	10	2781	9,6
		9,4	0,2	106	1	0,8	113,8					1,0050
XII	1558—1590	72	4	1220	8	4	500	3	He обн.	1,8
		2	0,1	20	0,4	0,3	21,2					1,0
XI	1409—1421	72	3	1725	1	He обн.	853	3	2	He обн.	Следы	2,7
		2	0,1	35,2	0,05		37,2					1,0
M	558—574	28	16	122	10	1	57	0,2		He обн.		0,2
		0,8	0,3	2,0	0,5	0,1	2,5					1,0

Примечание Тип вод — гидрокарбонатно-натриевый

Таблица 60

Характеристика газов, растворенных в подземных водах миоценовых отложений Тунгорского месторождения

Пласт	Интервал перфорации, м	Газовый фактор, см ³ /л	Объемная доля, %					
			CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ +в	N ₂ +редкие
...	3222—3174	1,10	34,6	60,0	1,3	0,8	1,0	2,3
XXIV	2804—2800	0,75	29,2	63,6	1,8	1,1	0,6	3,7
XXIV	2527—2523	5,00	43,5	41,0	2,0	Не обн		13,5
XXIII	2405—2400	3,40	49,7	46,0	Не обн			4,3
XX	2337—2223	0,78	3,9	90,0	»			6,1
XX	2233—2141	3,12	31,9	61,5	»			6,6
...	2100	4,7	54,0	42,0	2,4			1,6
VII—XII	1421—1411	1,04	Не обн.	97,6	0,5	Не обн.		1,9

Примечание В воде с глубины 2100 м обнаружены гелий (0,002%) и аргон (0,02%), в остальных случаях гелий и аргон не определяли

растворенном газе углекислоты (табл. 60). На Северном Сахалине подземные воды, обогащенные углекислым газом, кроме Тунгорского месторождения, вскрыты на Эхабинском, Восточно-Эхабинском и Кыдаланьинском месторождениях, которые тяготеют к региональному долгоживущему, вероятно, глубинному, разрывному нарушению.

II 4.2. ОХОТСКО-КАМЧАТСКИЙ БАССЕЙН

Охотско-Камчатский нефтегазоносный бассейн включает западное побережье п-ова Камчатки и смежную акваторию Охотского моря [35]. Восточной границей бассейна являются кайнозойские складчатые системы Камчатки, западной — восточные склоны Северо-Охотского поднятия. В составе бассейна в акватории Охотского моря выделяют крупный Охотско-Камчатский прогиб (см. рис. 98), а на западном побережье Камчатки — серию небольших прогибов, входящих в состав Западно-Камчатского синклиория.

Осадочный разрез бассейна представлен отложениями верхнего мела, палеогена и неогена. Терригенная толща верхней части верхнего мела имеет мощность до 2,5 км. Породы мягты, претерпели интенсивную складчатость и служат фундаментом для осадочного чехла. Палеогеновые, миоценовые и плиоценовые отложения образуют чехол современных погруженных частей бассейна. Мощность их на суше достигает 3—3,5 км, а на море 4—5 км. По составу это песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины с прослоями углей, туфы и туффиты, кремнистые породы.

Нефтегазоносность бассейна связывается с палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Из палеогеновых отложений на Лиманной площади получены полупромышленные притоки газа с конденсатом (дебит газа около 11 тыс. м³/сут, конденсата около 0,25 м³/сут). Неогеновые отложения характеризуются многочисленными газопроявлениями, в них открыто месторождение газа и газоконденсата — Кшукское, располо-

женное в одноименной антиклинальной зоне на юго-западном борту Колпаковской впадины. Размеры структуры $4,5 \times 2,5$ км, амплитуда около 180 м.

В процессе глубокого бурения в Колпаковской впадине отмечены многочисленные газоводопроявления в неогеновых отложениях, а на Кшукской площади в 1980 г из скв 1 в интервале 1219—1232 м был получен фонтан газа с дебитом на разных режимах от 250 тыс до 1 млн м^3 .

Продуктивный горизонт (какертская свита миоцена, а также базальные слои вышележащей этолонской свиты) простирается по всей Колпаковской впадине (рис 100). Сложен он вулканомиктовыми песчаниками мелкозернистыми до крупнозернистыми. Пористость пород 30—32%, проницаемость $2000 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. От вышележащих угленосных отложений этолонской и эрмановской свит газоводоносные породы хорошо отбиваются по литологии и по каротажным диаграммам.

Гидрогеологические условия Колпаковской впадины изучены достаточно хорошо [26].

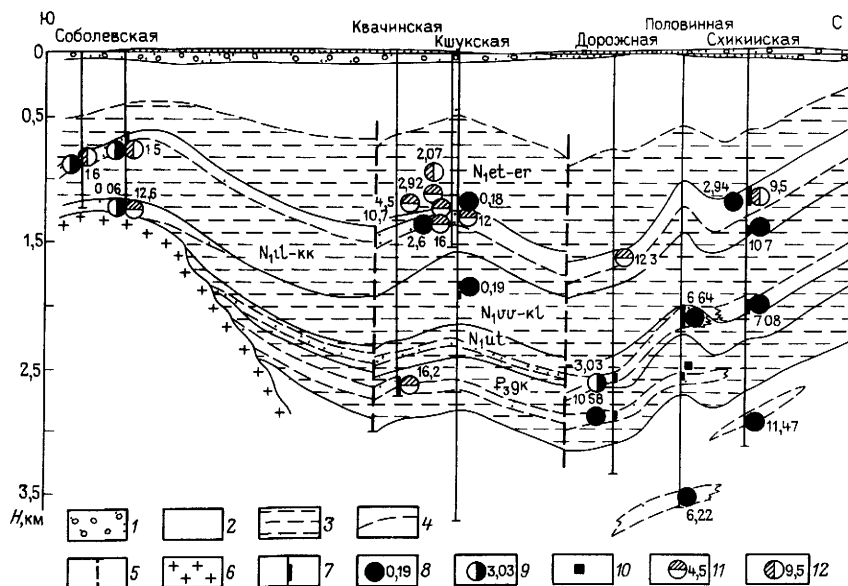


Рис 100 Гидрогеологический разрез Колпаковской впадины по линии Соболевская — Схикийская площади, Западная Камчатка (по О И Супруненко, Е И Кудрявцевой, 1983 г.)

1 — пески и песчаники (Q) 2 — водоносные комплексы (коллекторы) 3 — относительно водоупорные толщи 4 — литологические границы 5 — тектонические нарушения 6 — докайнозойский фундамент 7 — интервалы опробования в скважинах, 8 9 — соответственно углеводородный и азотно-углеводородный типы газов (цифра — содержание тяжелых УВ в газе, %) 10 — конденсат 11 12 — соответственно хлоридно-кальциевый и гидрокарбонатно-натриевый типы вод по В. А. Сулину (цифра — минерализация воды г/л)
Свиты N_{1et-er} — этолонская — эрмановская N_{1tl-kk} — ильинская — какертская N_{1uv-kl} — вивентекская — кулувенская N_{1ut} — утлоковская P_{3gk} — гахкинская

Таблица 61

Химический состав подземных вод миоценовых отложений Колпаковской впадины

Площадь	Интервал перфорации, м	Ионный состав, мг/л (в числителе), мг-экв/л (в знаменателе)						Микроэлементы, мг/л				М, г/л γ, г/см	Тип вод
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	NH ₄ ⁺	B ³⁺	Br ⁻	I ⁻		
<i>Воямпольская серия (N₁vt)</i>													
Нижнеквакчинская	2542—2700	9432,4	68,3	652,7	237,8	14,3	3673,7	10,8	He обн.	47,95	4,32	16,21	ХК
		266,02	1,42	10,70	118,3	1,17	158,67					1,0127	
Соболевская	1205—1250	7459,6	He обн.	267,5	360	14	4517	3,6	88,7	35,1	7,8	12,6	
		208,4		4,3	17,8	1,1	193,8					1,0097	
<i>Каверанская серия (N₁kv)</i>													
Дорожная	1543—1574	7021,1	53,5	456	316,4	2	4388,3	7,2	He опр.	44,44	16,51	12,27	»
		198,02	1,11	8,5	15,79	0,2	191,64					1,0087	
Кшукская	1321—1334	9645,1	63,4	67,1	593,8	23,8	5605,4		He опр.			16,00	»
		272,02	1,32	1,10	29,63	1,96	242,85					1,0123	
»	1230—1240	6449,8	He обн.	73,2	357,6	36,2	3735,7	14,4	6,0	60,6	9,52	10,68	»
		181,90		1,20	17,84	2,98	163,04					1,0086	
»	1002—1005	1081,5	5,3	207,4	47,2	4,8	725	3,6	He обн.	21,31	He обн.	2,07	ГКН
		30,50	0,11	3,40	2,35	0,39	31,27					1,0015	
Соболевская	802—820	748,6	He обн.	278,5	51,2	1,8	524,2	6,5	2,2	He опр.		1,66	»
		21,09		4,42	2,56	0,15	22,80					1,0014	

Таблица 62

Характеристика водорастворенных газов миоценовых отложений Колпаковской впадины

Площадь	Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Газовый фактор (расчетный), см ³ /л	Объемная доля, %								
				H ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + +в	N ₂ + ред- кие	He	Ar
<i>Воямпольская серия (N₁vm)</i>												
Дорожная	2823—2861	...	1142	0,001	1,0	85,92	4,18	3,14	3,01	2,5	0,002	0,035
Половинная	1990—2153	...	1538	0,81	0,67	89,62	2,95	2,10	1,45	2,4	0,005	0,026
Усть-Облуквинская	2027—2104	7,90	2105	0,013	0,6	82,26	2,55	0,95	3,24	11,9	0,012	0,079
Кшукская	1814—1835	..	1379	0,0	1,55	92,94	0,185	0,002	0,003	5,32	<0,001	0,029
Схикийская	1390—1410	...	2666	0,002	0,8	86,50	2,84	4,55	3,31	2,0	0,005	0,015
<i>Кавранская серия (N₁kv)</i>												
Кшукская	1321—1334	16,00	1333	0,007	0,0	96,09	2,20	0,026	0,38	1,30	0,001	0,030
»	1219—1232	...	3636	0,0	0,95	97,47	0,173	0,001	0,003	1,4	0,001	0,011
»	1026—1118	...	124	0,0	0,14	78,78	0,084	0,0	Следы	21,0	0,006	0,321
Схикийская	1054—1182	9,5	6666	0,004	0,0	94,06	0,65	1,05	1,24	3,0	0,003	0,006
Усть-Облуквинская	1157—1178	..	254	0,151	0,6	83,12	1,50	0,50	1,29	14,0	0,005	0,157
Соболевская	650—670	1,52	0,9	0,0	0,0	77,2	0,0	0,0	He обн.	22,8	0,007	0,0463

Воды водоносных горизонтов воямпольской серии (олигоцен) хлоридно-кальциевого типа, хлоридного кальциево-натриевого состава (табл. 61), минерализация 12—16 г/л, они содержат значительное количество микроэлементов. Газы (спонтанные) углеводородные с содержанием тяжелых УВ от 0,19% на Кшукской площади до 10,58% на Дорожной (табл. 62).

Воды этолонско(?)-какертского водоносного горизонта (нижняя часть кавранской серии) на глубине 1230—1570 м хлоридно-кальциевого типа хлоридного натриевого состава, минерализация их 10—16 г/л. Там, где этот горизонт вскрыт на глубинах 800—1002 м, воды гидрокарбонатно-натриевого типа, а минерализация значительно снижается (до 1,66—2,07 г/л). Спонтанные газы углеводородного и азотно-углеводородного типа, в них снижается содержание тяжелых УВ (от 2,9% до 0).

На Кшукской площади наблюдается увеличение минерализации вод с глубиной: от 2,07 г/л на глубине 1002—1005 м до 16 г/л на глубине 1321—1334 м. Температура в скв. 1 на глубине 3500 м 132,4° С, средняя геотермическая ступень — 28,4 м/° С.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барс. Е. А. Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов, М., Недра, 1981.
2. Букаты М. Б. Геохимия газов подземных вод Тунгусского бассейна (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 6, с. 118—126.
3. *Водорастворенные газы нефтегазоносных бассейнов*. М., Наука, 1981.
4. *Вожов В. И.* Подземные воды Тунгусского бассейна.— Труды СНИИГГиМСа, вып. 206, 1974.
5. *Газовые и газоконденсатные месторождения*/В. Г. Васильев, В. И. Ермаков, И. П. Жабрев и др. Справочник, М., Недра, 1983.
6. *Гаттенбергер Ю. П., Дьяконов В. П.* Гидрогеологические методы исследований при разведке и разработке нефтяных месторождений. М., Недра, 1979.
7. *Геология нефти и газа Западной Сибири*/А. Э. Конторович, И. И. Несетеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975.
8. *Геология нефти и газа Сибирской платформы*/А. С. Анциферов, В. Е. Бакин, И. П. Варламов и др. М., Недра, 1981.
9. *Гидрогеологические критерии нефтегазоносности (на примере Тимано-Печорского бассейна)*/С. И. Сергиенко, Э. М. Пуркайна, С. Н. Титкова и др. М., Наука, 1983.
10. *Гидрогеологические условия Арало-Каспийского нефтегазоносного региона*/Ж. С. Сыдыков, С. Е. Чекабаев, М. А. Мухаметджанов и др. Алма-Ата, Наука, 1977.
11. *Гидрогеологические условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области*/М. И. Зайдельсон, А. И. Чистовский, Е. А. Барс и др. М., Недра, 1973.
12. *Гидрогеология Иркутского нефтегазоносного бассейна*/А. С. Анциферов, А. С. Артеменко, Л. В. Захаров и др. Иркутск, Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1971.
13. *Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений Центрального и Восточного Предкавказья*/А. М. Никаноров, М. В. Мирошниченко, Г. П. Волобуев и др. М., Недра, 1972.
14. *Зингер А. С., Жуговт А. К., Кудинова А. С.* Ореолы рассеяния нефтяных и газовых залежей. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1973.
15. *Зорькин Л. М., Старобинец И. С., Стадник Е. В.* Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1984.
16. *Зорькин Л. М., Суббота М. И., Стадник Е. В.* Нефтегазопонсковая гидрогеология. М., Недра, 1982.
17. *Каналин В. Г., Ованесов М. Г., Шугрин В. П.* Нефтегазопромысловая геология и гидрогеология. М., Недра, 1985.
18. *Капченко Л. Н.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. М., Недра, 1983.
19. *Карцев А. А., Вагин С. Б., Матусевич В. М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1986.
20. *Карцев А. А., Никаноров А. М.* Нефтегазопромысловая гидрогеология. М., Недра, 1983.
21. *Колодий В. В.* Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга СССР). Киев, Наукова думка, 1983.

22. Корценштейн В. Н. Растворенные газы подземной гидросферы Земли. М., Недра, 1984.
23. Крайнов С. Г., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М., Недра, 1980.
24. Кругликов Н. М., Нелюбин В. В., Яковлев Л. Н. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов. Л., Недра, 1985.
25. Кудельский А. В., Шиманович В. М., Махнач А. А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. Минск, Наука и техника, 1985.
26. Кудрявцева Е. И. Гидрогеологические условия и перспективы нефтегазоносности Колпаковской впадины.— Геология нефти и газа, 1984, № 10, с. 41—46.
27. Курбанмурадов А. Гидрогеологические закономерности и факторы формирования нефтегазовых месторождений восточного борта Южно-Каспийского бассейна. Ашхабад, Ылым, 1979.
28. Матусевич В. М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М., Недра, 1976.
29. Методы обработки и интерпретации результатов гидрогеологических исследований в нефтегазоносных целях/М. И. Суббота, В. Ф. Клейменов, Е. В. Стадник и др. 2-е изд. М., Недра, 1980.
30. Морозов Л. И. Нефтегазоносность зон распространения инфильтрационных вод. М., Недра, 1980.
31. Нефтегазоносные провинции СССР/И. М. Алиев, Г. А. Аржевский, Ю. Н. Григоренко и др. Справочник, М., Недра, 1983.
32. Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия. Л., Недра, 1975.
33. Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды. Лечебные, промышленные, энергетические. Л., Недра, 1977.
34. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск, Наука, 1977.
35. Серегин А. М., Соколов Б. А., Бурлин Ю. К. Основы региональной нефтегазоносности СССР. М., Изд-во МГУ, 1977.
36. Справочник по геологии нефти и газа. Под ред. Н. А. Еременко, М., Недра, 1984.
37. Справочное руководство гидрогеолога. Под ред. В. М. Максимова и др. М., Недра, 1979.
38. Сухарев Г. М. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1979.
39. Ходжакулиев Я. А. Гидрогеологические закономерности формирования скоплений газа и нефти. М., Недра, 1976.
40. Ходжакулиев Я. А., Абукова Л. А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. М., Недра, 1985.
41. Якобсон Г. П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М., Недра, 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Л. М. Зорькин)	3
Сокращения, использованные в справочнике	6
Введение (Л. М. Зорькин)	7
I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ	9
I.1. Общая характеристика гидросферы Земли. Л. М. Зорькин, М. И. Суббота	9
I.1.1. Воды поверхностной, подземной и глубинной гидросферы	10
I.1.2. Виды воды в горных породах	12
I.1.3. Условия залегания подземных вод	14
I.1.4. Формирование подземных вод	16
I.2. Основы гидрогеохимии. Е. А. Барс, Л. М. Зорькин, М. И. Суббота	21
I.2.1. Изотопный состав и структура молекул воды	21
I.2.2. Солевой и газовый состав подземных вод	22
I.2.3. Классификация подземных вод по солевому и газовому составу	26
I.3. Зональность подземных вод. Л. М. Зорькин, Е. В. Стадник, М. И. Суббота	30
I.4. Гидрогеологические структуры нефтегазоносных бассейнов. Л. М. Зорькин	36
I.4.1. Гидрогеологические структуры	36
I.4.2. Нефтегазоносный бассейн как часть бассейна пластовых вод	41
I.4.3. Гидрогеологическая стадийность развития нефтегазоносных бассейнов	43
I.5. Гидрогеологические исследования в нефтегазопоисковых целях. В. Н. Корценштейн	44
I.5.1. Методы гидрогеологического опробования	44
I.5.2. Методы обработки материалов гидрогеологических исследований	46
I.6. Динамика подземных вод. Е. В. Стадник	50
I.6.1. Виды движения подземных вод и элементы потока	50
I.6.2. Методы изучения движения подземных вод	52
I.7. Температурный режим гидрогеологических бассейнов. Е. В. Стадник	57
I.8. Методы палеогидрогеологических исследований. Я. А. Ходжакулиев, Л. А. Абукова	61
I.9. Роль подземных вод в формировании и разрушении залежей нефти и газа. Л. М. Зорькин	71
I.9.1. Условия миграции нефти и газа в гидрогеологических структурах	71
I.9.2. Гидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей	78
I.9.3. Роль подземных вод в разрушении залежей нефти и газа	83
I.10. Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности. Е. В. Стадник	85

I.11. Нефтегазопромысловая гидрогеология. В. П. Шугрин	98
I.11.1. Гидрогеологические наблюдения при бурении скважин	99
I.11.2. Гидрогеологические наблюдения при разработке нефтяных и газовых месторождений	102
I.12. Использование подземных вод в народном хозяйстве. В. Н. Корценштейн, Л. М. Зорькин	106
I.12.1. Промышленные воды	106
I.12.2. Термальные воды	107
I.12.3. Лечебные минеральные воды	108
I.12.4. Газы подземных вод как возможный источник энергетических ресурсов	110
I.13. Охрана недр и окружающей среды при геологоразведочных работах на нефть и газ. Г. П. Якобсон	112
I.13.1. Источники и типы загрязнений геолого-гидрогеологической среды при геологоразведочных работах на нефть и газ	112
I.13.2. Показатели загрязнения подземных вод	114
I.13.3. Охрана геологической среды	117
II. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ СССР	120
II.1. Воды нефтяных и газовых месторождений Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба	121
II.1.1. Тимано-Печорский бассейн. Г. П. Лысенко, Н. М. Невская	121
II.1.2. Волго-Уральский мегабассейн. Г. П. Якобсон, М. И. Зайдельсон, Л. М. Зорькин, В. Г. Козлов	136
II.1.3. Днепровско-Донецкий бассейн. Л. М. Зорькин, А. Ф. Романюк	177
II.1.4. Припятский бассейн. А. В. Кудельский	188
II.1.5. Прибалтийский бассейн. Г. А. Юрин	197
II.1.6. Вольно-Подольский бассейн. А. Ф. Романюк	202
II.2. Воды нефтяных и газовых месторождений эпигерцинских платформ и территорий альпийской складчатости юга и юго-запада СССР	207
II.2.1. Предкарпатский бассейн. А. Ф. Романюк	207
II.2.2. Закарпатский суббассейн. А. Ф. Романюк	216
II.2.3. Причерноморско-Крымский бассейн. А. Ф. Романюк	218
II.2.4. Азово-Кубанский и Терско-Каспийский бассейны. В. П. Ильченко, А. С. Панченко	223
II.2.5. Южно-Мангышлакский бассейн. Д. С. Оруджева, Л. И. Морозов, А. В. Клычников	243
II.2.6. Южно-Каспийский бассейн. В. Ф. Борзасеков, Ш. А. Панахин	249
II.2.7. Каракумский бассейн. Я. А. Ходжакулиев, Л. А. Абукова	262
II.2.8. Северо-Устюртский бассейн. Е. В. Стадник	278
II.2.9. Чу-Сарысуйский бассейн. Г. Х. Аязбаева, В. И. Карпов	287
II.2.10. Ферганский бассейн. В. А. Кудряков	290
II.2.11. Афгано-Таджикский бассейн. В. Н. Афанасьева, Т. А. Сафронов	301
II.3. Воды нефтяных и газовых месторождений Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы	309
II.3.1. Западно-Сибирский мегабассейн. Ю. П. Гаттенбергер, В. Н. Корценштейн	309
II.3.2. Иркутский бассейн. А. С. Анциферов	342
II.3.3. Тунгусский бассейн. В. И. Вожов	352
II.3.4. Лено-Вилуйский бассейн. Ю. И. Яковлев	359

II.4. Воды нефтяных и газовых месторождений приокеанических территорий Дальнего Востока. Е. И. Кудрявцева	367
II.4.1. Охотско-Сахалинский бассейн	367
II.4.2. Охотско-Камчатский бассейн	374
Список литературы	379

СПРАВОЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ВОДЫ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Заведующий редакцией *Е. Г. Першина*
 Редактор издательства *Н. К. Алферова*
 Технический редактор *Г. В. Лехова*
 Корректор *Э. А. Ляхова*
 ИБ № 6376

Сдано в набор 24.01.89. Подписано в печать 13.06.89. Т-06618. Формат 60×88¹/₁₆. Бумага офсетная № 2. Гарнитура Литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 23,52. Усл. кр.-отт 23,52. Уч.-изд. л. 28,33. Тираж 2840 экз. Заказ 736/1311—3. Цена 1 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
 Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первая Образцовая типография» Государственного комитета СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113054, Москва, Валовая, 28