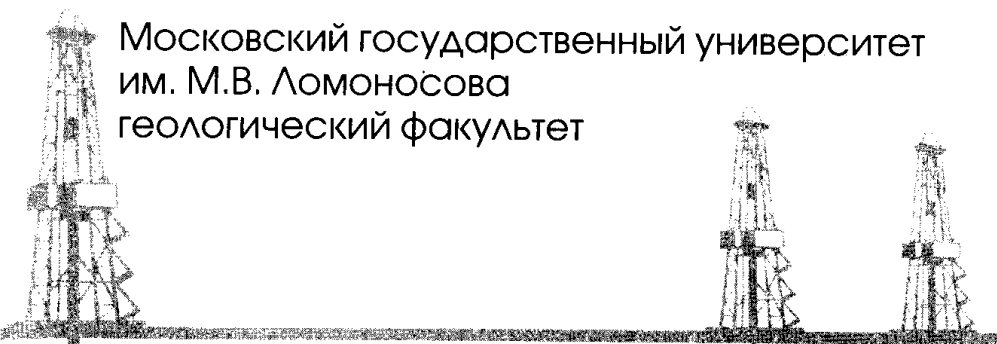




Дюнин В.И., Корзун В.И.

гидрогеодинамика
**НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ**

Н а у ч н ы й м и р



Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова
геологический факультет

Дюнин В.И., Корзун В.И.

гидрогеодинамика
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ

Москва
Научный мир
2005

УДК 553.38: 553.98

ББК 26.32:343.1

Д 96

Дюнин В.И., Корзун В.И.
Д 96 ГИДРОГЕОДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ.
– М. : Научный мир, 2005. – 524 с.

ISBN 5-89176-303-6

Обобщены существующие представления о гидрогеодинамике (питание, движение, разгрузка) флюидов глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. На основе количественных оценок по ряду артезианских (нефтегазоносных) бассейнов доказывается несостоятельность инфильтрационной и элизионной теорий формирования пластовых давлений флюидов глубоких горизонтов. На примере Западно-Сибирского, Печорского, Терско-Кумского, Бухаро-Каршинского нефтегазоносных бассейнов и других регионов обосновывается пластово-блоковое строение глубоких горизонтов слоистых систем платформ меж- и внутригорных впадин. Рассматриваются процессы формирования коллекторов на больших глубинах и доказывается, что на этих глубинах нефтегазовые коллекторы независимо от литологического состава обладают преимущественно трещинной емкостью и проницаемостью (включая глинистые породы), меняющейся в пространстве и в масштабе геологического времени. Большое внимание уделено формированию аномально высоких пластовых давлений. Приведены особенности тепло- и массопереноса в глубоких горизонтах различных регионов. Обосновывается энергетическая модель формирования глубоких флюидов, объясняющая различные аномалии (барические, температурные, гидрогеохимические, минералогические и др.) в глубоких горизонтах платформ. С гидрогеодинамических позиций предложена теория происхождения нефти и месторождений углеводородов.

Для нефтяников, гидрогеологов, геологов и специалистов, занимающихся поисками месторождений нефти и газа, промышленных, минеральных и термальных вод в глубоких нефтегазовых горизонтах слоистых систем.

ББК 26.32:343.1

Д 96

ISBN 5-89176-303-6

© В.И. Дюнин, В.И. Корзун, 2005

© Научный мир, 2005

*Посвящается светлой памяти
Бориса Ивановича Куделина,
который являлся инициатором
постановки темы по изучению
глубокого подземного стока на
кафедре гидрогеологии
геологического факультета МГУ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателя книга является существенно переработанным и дополненным изданием книги, вышедшей в 2000 г. под названием «Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов». Несмотря на относительно короткий срок после выхода этой книги, в геологической литературе появился большой и разнообразный эмпирический материал о глубоких горизонтах нефтегазоносных бассейнов (НГБ). В свете новых данных сделана попытка обобщения накопившейся к настоящему времени информации, включающей огромный и разнообразный теоретический, экспериментальный и эмпирический материал о НГБ: геохимических исследованиях, геодинамике, флюидодинамике и других направлениях геологии.

Наименее изученными являются глубокие горизонты НГБ и фундамент. Однако именно с ними связана наибольшая часть месторождений углеводородов (УВ). Флюиды глубоких горизонтов НГБ играют большую роль в формировании, сохранении и разрушении месторождений полезных ископаемых. Решение проблемы формирования глубоких флюидов позволило бы ответить на многие вопросы практической геологии и разработать комплексные критерии поисков месторождений полезных ископаемых, и прежде всего УВ.

Именно по этой причине в новом переработанном издании книги помимо прочего добавлена специальная глава, посвященная проблеме происхождения нефти и формированию месторождений УВ.

Автор подошел к проблеме происхождения нефти и формирования месторождений УВ исключительно с гидрогеологических позиций, изу-

чая локальные и региональные закономерности формирования глубоких флюидов в пределах НГБ, и в первую очередь положение в пространстве областей питания, разгрузки и транзита.

В этой главе книги мы пытались не обойти ни одного факта, свидетельствующего в пользу той или иной «теории» происхождения нефти: *органической* (осадочно-миграционной, биогенной, флюидодинамической и других разновидностей органической теории), *минеральной* (неорганической, эманационной), базирующейся на представлениях о широких масштабах дегазации Земли и других гипотезах.

Однако в настоящее время проблема формирования глубоких флюидов далека от своего решения. Связано это в первую очередь со сложностью объекта исследования.

1. Сложность объекта исследования заключается в том, что:

а) глубокие флюиды обладают переменной в пространстве плотностью, в связи с чем возникает ряд методических сложностей при оценке направлений и скоростей движения флюидов. На практике это приводит к тому, что для одного и того же региона (участка разведки) на одном и том же фактическом материале различными исследователями строятся пьезометрические карты с разнонаправленными, нередко противоположными направлениями движения глубоких флюидов. Оценка перспектив, например нефтегазоносности, основанная на этих картах, вызывает серьезные сомнения;

б) формирование глубоких флюидов осуществляется в упруго деформируемых средах. А это значит, что при всех гидрогеологических построениях необходимо учитывать внешнее воздействие, т.е. влияние естественных геодинамических процессов, а в нарушенных хозяйственной деятельностью человека условиях (снижение пластовых давлений при эксплуатации месторождений полезных ископаемых или повышение пластовых давлений при закачке жидких промышленных отходов) – антропогенное воздействие. Необходимость учета внешнего воздействия на систему флюид – горная порода приводят к значительному усложнению уравнений, описывающих движение флюида в подобных условиях;

в) формирование глубоких флюидов нередко сопровождается фазовыми переходами в системе флюид–горная порода. Эти взаимосвязанные процессы при переменных во времени термодинамических условиях (давления, температуры) приводят к существенному изменению емкостных и фильтрационных свойств флюидовмещающих пород, изменению химического и газового состава флюидов и их температуры,

новоминералообразованию, т.е. к частичному или полному преобразованию как пород, так и флюида. Взаимосвязанность процессов проявляется, например, в следующем. В результате геодинамических процессов одни участки осадочного чехла НГБ испытывают сжатие, а другие растяжение. Повышение внешнего давления (которое распределяется между твердой и жидкой фазами) приводит к повышению растворимости многих минералов и пород, особенно там, где площадь контактов твердой фазы минимальна (выпуклые стенки трещин, контакты между зернами несцементированных пород и т.п.), а давление при прочих равных условиях максимально. В этом случае часть твердой фазы переходит в раствор, концентрация и плотность которого повышается. На участках растяжения процесс обратный – падение давления приводит к переходу растворенного вещества в твердую фазу. Эти процессы происходят с поглощением или выделением тепла, что приводит к изменению температуры в системе флюид–порода.

В силу многообразия и неоднородности минералого-литологического состава пород, неоднородности теплового и гидрогеодинамического полей, неоднородности поля напряженности эти процессы протекают с разной интенсивностью и с разными последствиями в каждой точке пространства, что формирует существенную неоднородность многих геологических и физических полей.

Именно по этим причинам *проблема формирования глубоких флюидов является не только гидрогеологической, но в значительной степени геологической*. Без привлечения достижений смежных геологических наук о Земле (истории геологического развития, геодинамики, геохимии, литологии, минералогии, механики грунтов, термодинамики и др.) решить ее практически невозможно. По этой причине для ее успешного решения необходим комплексный подход.

2. Второй важной причиной является отсутствие методологии изучения гидрогеологии нефтегазоносных горизонтов. В настоящее время преобладает, к сожалению, односторонний подход. Часто изучаются отдельные аспекты этой проблемы в отрыве от других. Например, все выводы о гидрогеодинамике базируются в основном на анализе пьезометрической поверхности без изучения емкостных и фильтрационных свойств вмещающих пород.

Нередко при изучении формирования глубоких флюидов исследователи выдвигают какую-либо гипотезу, которой отводится доминирующая роль, и забывают при этом о многофакторности их формирования,

т.е. отсутствует комплексный подход и всесторонний анализ с количественной оценкой (хотя бы в факторно-диапазонной постановке) всех возможных процессов, совместно или порознь определяющих формирование глубоких флюидов НГБ. В большом объеме фактического материала они ищут подтверждение этой гипотезы и, как правило, находят.

Ярким примером в этом отношении является представление о компрессионном движении глубоких флюидов на элизионных этапах развития НГБ, которое развивается на протяжении нескольких десятков лет. В основу этих представлений положен реальный физический процесс – уплотнение горных пород вообще и глинистых в частности на протяжении всей геологической истории развития НГБ, в процессе которого в свободное состояние переходят все виды вод (поровая, связанная, кристаллизационная), поступающие затем в хорошопроницаемые породы и создающие в них повышенные пластовые давления. При этом пластовые давления больше там, где больше мощность и глубина погружения глинистых пород (именно из них отжимаются наибольшие количества флюидов). Раз это так, то движение глубоких флюидов направлено из наиболее погруженных частей НГБ к их периферии. При этом не принимаются во внимание ни скорости приращения внешней горной нагрузки и их соотношение со скоростями релаксации пластовых давлений, ни соотношение фильтрационных сопротивлений хорошо- и слабопроницаемых пород, ни соотношение инфильтрационного и элизионного питаний, отнесенных к единице времени и площади и т.п. Такой до примитивности упрощенный подход создает иллюзорные представления о направлениях движения глубоких флюидов, основанные тем не менее на реальном физическом процессе. Отметим очевидный абсурд компрессионной теории движения глубоких флюидов, используя которую исследователи строят пьезометрические карты по данным о мощностях глинистых пород и глубинах их залегания. К сожалению, на основе этой теории делаются прогнозы перспектив нефтегазоносности бассейнов или их частей.

Другим примером одностороннего подхода к изучению гидрогеологии глубоких горизонтов НГБ, при котором отдается предпочтение лишь одному из многих физических процессов формирования глубоких подземных флюидов, является диффузионная теория происхождения рассолов в глубоких горизонтах слоистых систем платформ (С.И.Смирнов). В этом случае априори предполагается наличие пластов солей (залежей), которые в процессе геологического развития разрушаются за счет моле-

кулярной диффузии (другие геологические и физические процессы и явления не рассматриваются). При этом используется хорошо разработанный в теории теплопроводности математический аппарат, который создает видимость надежности выводов, предлагаемых автором.

Не менее показательна в применении одностороннего подхода к решению проблемы формирования глубоких флюидов теория файлюации А.Г.Арье. В этой теории обосновываются движения глубоких флюидов на молекулярном уровне в тонкодисперсных породах при градиентах давления (напоров) менее начального градиента. Однако детальные исследования показывают, что и горизонтальные, и вертикальный градиенты глубоких флюидов значительно выше (на 1–2 порядка, а иногда превышают единицу), чем в грунтовых водоносных горизонтах. Кроме того, при этом игнорируется тот факт, что на больших глубинах все породы обладают преимущественно трещинной проницаемостью, глинистые отложения превращаются в породы с жесткими структурно-кристаллическими связями и также обладают трещинной емкостью и проницаемостью.

Применительно к теории происхождения нефти, дискуссия о которой продолжается более ста лет, односторонний подход проявляется в следующем. Сторонники, например, органической теории происхождения нефти совершенно игнорируют новые достижения в синтезе нефти в лаборатории; несоответствие в ряде случаев геохимических свойств рассеянного органического вещества (ОВ) нефтематеринских толщ с нефтями; некоторые достижения в глубоководных исследованиях, трактуя их в пользу органической теории происхождения нефти. Наличие крупных (порой гигантских) месторождений УВ в кристаллических породах ими объясняется процессами, которые физически не могут иметь место в реальных природных средах и т.д.

3. Третьей причиной, определяющей сложность решения проблемы формирования глубоких флюидов, является крайне неравномерная степень изученности глубоких горизонтов НГБ как в плане, так и в разрезе. В плане точки опробования могут отстоять друг от друга на десятки, иногда сотни километров, а в разрезе – на десятки и сотни метров. Высокая стоимость бурения и опробования глубоких горизонтов НГБ не позволяет достигнуть необходимой детальности их изучения. Это обстоятельство необходимо учитывать при решении практических задач, отдавать отчет в достоверности получаемых результатов и осторожно относиться к получаемым выводам.

Некоторые из научных проблем гидрогеологии глубоких горизонтов можно представить следующим образом: а) движутся или не движутся глубокие флюиды, и если движутся, то под действием каких сил ?; б) положение в пространстве областей питания, движения и разгрузки глубоких флюидов; в) роль вмещающих пород (включая глинистые) в формировании глубоких флюидов; г) палеогидрогеологические аспекты формирования глубоких флюидов; д) взаимодействие фундамента и осадочного чехла НГБ; е) геодинамика и формирование глубоких флюидов и др.

Многие из перечисленных проблем не имеют окончательного решения, и нередко результаты исследований в пределах одного региона противоречат друг другу.

Целью исследований, представленных в этой книге, являлось изучение гидрогеодинамики глубоких горизонтов слоистых систем платформ. Задачами исследования являлись: 1) анализ существующих методов приведения пластовых давлений и обоснование метода, используемого в исследованиях автора; 2) изучение поля пластовых давлений (гидродинамического потенциала) в естественных и в отдельных случаях – в нарушенных условиях; 3) оценка роли периферии НГБ в формировании глубоких флюидов; 4) изучение процессов формирования фильтрационных свойств флюидовмещающих пород на больших глубинах и их изменения во времени и пространстве; 5) изучение гидрогеохимического и температурного полей; 6) изучение условий формирования и сохранения аномально высоких пластовых давлений (АВПД); 7) оценка роли элизионных процессов в формировании глубоких флюидов; 8) оценка роли современных геодинамических процессов в формировании поля пластовых давлений; 9) изучение гидродинамической связи между фундаментом и осадочным чехлом; 10) разработка принципиальной модели движения глубоких подземных флюидов; 11) анализ аргументов и контраргументов двух основных гипотез происхождения нефти в свете новой информации о глубоких горизонтах осадочных отложений и фундамента.

Сформулированные задачи решены в различной степени, что связано главным образом с крайне неравномерной изученностью нефтегазовых горизонтов в плане и разрезе.

Работа основана на анализе и обобщении фондовых (использовалась исключительно первичная информация, содержащаяся в актах испытания скважин) и опубликованных материалов по гидродинамическому и

гидрогеохимическому опробованию глубоких скважин, тектонике (геодинамике), палинологии, фильтрационным свойствам пород на больших глубинах и других материалов.

В процессе исследований автор пытался осуществлять комплексный анализ всего имеющегося материала по опробованию глубоких (нефтегазовых) горизонтов и широко использовать методы моделирования гидрогеодинамических условий конкретных объектов в различных масштабах – от крупных регионов (Печорский, Западно-Сибирский и Терско-Кумский нефтегазоносные (артезианские) бассейны) до конкретных участков. Моделирование использовалось также для решения тестовых задач в факторно-диапазонной постановке для оценки влияния тех или иных процессов на формирование глубоких флюидов.

В качестве основных объектов исследования в книге представлены 4 НГБ: Западно-Сибирский, Восточно-Предкавказский, Печорский и Бухаро-Каршинский, которые существенно отличаются друг от друга временем образования, структурно-тектоническими, геологическими и гидрогеологическими условиями, составом водовмещающих пород и другими особенностями. Кроме того, изучались флюидодинамические условия Днепровско-Донецкой и Припятской впадин и Ферганской внутригорной впадины, которые из-за ограниченного объема работы здесь представлены частично.

Здесь необходимо оговориться, что под флюидами нами понимается газ, вода, нефть и расплавленные горные породы, движущиеся под действием градиента давлений. Под флюидодинамикой понимается не только восходящая субвертикальная миграция флюидов (газоводяная смесь различного состава и температуры), но также движение по напластованию осадочных пород инфильтрационных, элизионных вод и флюидов различного генезиса, т.е. пространственное трехмерное движение.

Глава 1

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮИДОДИНАМИКИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Учение о вертикальной гидродинамической зональности является основной современных представлений о региональной динамике флюидов НГБ. В конце 20-х–30-х годов прошлого столетия В.С.Ильин и В.Л.Личков предложили гидродинамический критерий – местный базис эрозии, отделяющий грунтовые воды от артезианских, т.е., по существу, были выделены две гидродинамические зоны. Это деление вскрыло существующую в природе вертикальную зональность, обусловленную различиями в флюидодинамических условиях.

В 1931 г. П.И.Бутов ввел понятие о зонах «активного» и «пассивного» водообмена. В 1937–39 гг. Ф.А.Макаренко (для района Мацесты) и в 1939 г. Н.К.Игнатович (для Русской платформы), изучая условия формирования, включая химический состав подземных вод, пришли к выводу о существовании трех гидродинамических зон. Подробная схема гидродинамической зональности была разработана и опубликована Н.К.Игнатовичем в 1947 г. [76]: она сводится к тому, что в разрезе артезианских бассейнов (АБ) выделяются три гидродинамических зоны.

Зона активного водообмена с крупными «гидродинамическими ресурсами» пресных подземных вод – находится под воздействием экзогенных факторов: климат, рельеф, речная сеть.

Зона «затрудненной циркуляции» подземных вод – в ее пределах происходит уменьшение скоростей и расходов фильтрации, а следовательно, и увеличение времени водообмена.

Зона застойного водного режима (относительного покоя) – подземный сток проявляется только в масштабе геологического времени (рис. 1.1б). Зона характеризуется наличием ряда физико-химических про-

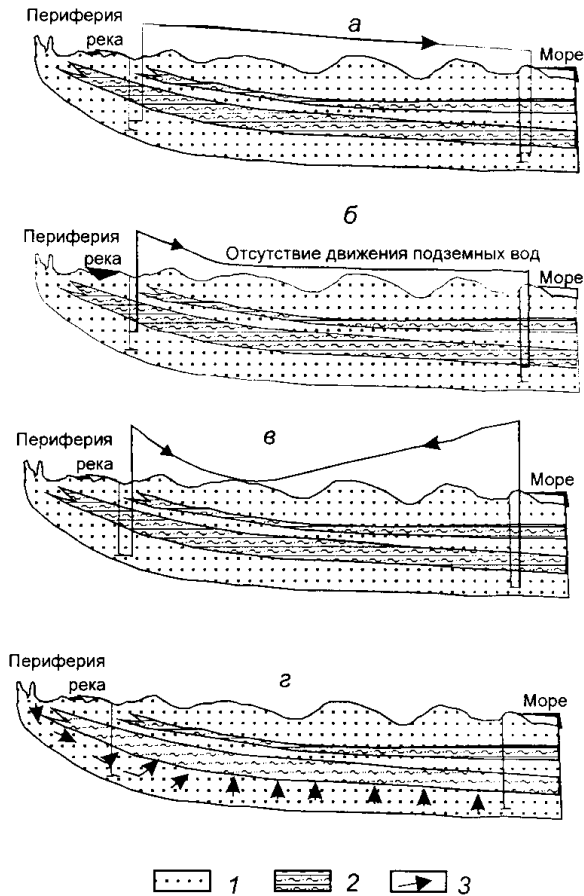


Рис. 1.1. Принципиальная схема распределения напоров и направлений движения подземных вод НГБ

1 – проницаемые породы; 2 – слабопроницаемые породы; 3 – направления движения подземных вод. а–г – различные направления движения флюидов

цессов (обменные процессы, диффузия, сорбция, осмос и др.), формирующих специфический химический состав подземных вод.

В дальнейшем некоторые основные положения схемы гидродинамической зональности Н.К. Игнатовича подвергались доработке и дополнениям, а иногда и пересмотру в работах ряда исследователей. Так, М.А.Гатальский [8] считал необходимым выделение четвертой гидроди-

намической зоны – «значительного водообмена», которая, по его мнению, располагается между зонами активного и замедленного водообмена Н.К.Игнатовича. Выделение четвертой зоны М.А.Гатальский обосновывает наличием четко выраженного дренажа рассолов в прибрежных районах. Зона значительного водообмена, по мнению автора, лежит ниже местного базиса эрозии, но характеризуется значительными скоростями фильтрации, пестрым химическим составом и минерализацией подземных вод, что обуславливается условиями значительного водообмена с поверхностью.

И.К.Зайцев (1967 г.) соглашается с тем, что в общем случае в вертикальном разрезе бассейна выделяются три гидродинамические зоны: свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена. По интенсивности, направлению и условиям движения и формирования вод в этих гидродинамических зонах автор предлагает объединять их в два гидродинамических этажа: верхний и нижний. Причем верхний этаж охватывает зоны свободного и затрудненного водообмена и характеризуется интенсивным движением воды, которое определяется в основном гидростатическим напором. Нижнему гидродинамическому этажу соответствует зона весьма затрудненного водообмена. Движение флюида происходит медленно, главным образом под влиянием тектонических подвижек, обуславливающих появление пластовых давлений, превышающих нормальное гидростатическое. Нижний гидродинамический этаж подразделяется на три типа [67]:

– АБ, в нижнем гидродинамическом этаже которых пластовое давление больше нормального гидростатического. Движение флюидов происходит из наиболее погруженных частей к периферии (рис. 1.18) или вверх по тектоническим нарушениям (Северо-Каспийский, Терско-Каспийский, Азово-Кубанский, Рионо-Куринский и др., располагающиеся в областях с активной тектоникой);

– АБ, в нижнем гидродинамическом этаже которых распространено нормальное гидростатическое давление и движение подземных вод практически отсутствует (см. рис. 1.16). Разгрузка происходит в незначительном объеме по тектонически ослабленным зонам (Московский, Волго-Камский, Северо-Двинский);

– АБ, в которых в нижнем гидродинамическом этаже происходит перераспределение давлений в связи с изменением гипсометрического положения в результате современных тектонических движений (Западно-Сибирский АБ).

Однако к этому времени так и не был сформулирован количественный критерий выделения гидродинамических зон. А.Н.Каменский (1954 г.) предлагал осредненный коэффициент водообмена по водоносному горизонту в целом, но он не получил развития из-за скудности эмпирического материала для расчетов на то время. И в большинстве случаев исследователи определяли границы гидродинамических зон по геологическому строению региона, по минерализации и химическому составу флюидов.

В работах В.А.Всеволожского наиболее крупным стратификационно-гидродинамическим элементом является гидрогеологический этаж, выделенный на основе «единства условий формирования региональной динамики потоков подземных вод» [26]. В качестве общего показателя, определяющего условия формирования подземного стока гидродинамического этажа, им рассматривается «характер и степень связи подземных вод с современной поверхностью», являющейся верхней гидродинамической границей бассейна. Границами гидродинамических этажей служат регионально выдержанные водоупоры. Осадочный чехол АБ В.А.Всеволожский расчленяет на четыре гидрогеологических этажа.

Первый (верхний) структурно-гидрогеологический этаж охватывают ту часть платформенного чехла, где подземные воды имеют тесную гидравлическую связь с верхней гидродинамической границей. Здесь формируются местные потоки подземных вод, обусловленные современным рельефом и гидрографической сетью.

Второй структурно-гидрогеологический этаж включает в себя те водоносные комплексы разреза, которые имеют выход на дневную поверхность на периферии бассейна и, следовательно, гидравлическую связь с современной поверхностью, но на большей части своего распространения изолированы от поверхности и первого структурно-гидрогеологического этажа регионально выдержанным водоупором. Для этажа характерно наличие региональной динамики потоков подземных вод, определяемой расположением основных областей питания и разгрузки. Здесь также могут существовать и местные потоки подземных вод.

Третий (нижний) структурно-гидрогеологический этаж объединяет водоносные комплексы, не имеющие гидравлической связи с современной поверхностью АБ. Отсутствие этой связи предполагает, что основным фактором формирования глубокого подземного стока является структурный внутренний план бассейна и внутренние источники питания. В соответствии с этим и образуются местные потоки.

Четвертый этаж – это фундамент бассейна, он отличается от других этажей неоднородным строением, анизотропией фильтрационно-емкостных свойств.

Исходя из различной степени взаимосвязи подземных вод с поверхностным стоком и «соотношения преобладания влияния экзогенных и эндогенных» факторов, В.А.Всеволожский выделил для АБ три гидродинамические зоны, в той или иной мере охватывающие структурно-гидрогеологические этажи.

В пределах первого гидрогеологического этажа по кровле первой водоупорной толщи, не вскрытой эрозией, проводится граница двух гидродинамических зон. Верхняя зона характеризуется свободной связью с поверхностными водами и соответствует зоне свободного (интенсивного) водообмена (по Н.К.Игнатовичу). В нижней гидродинамической зоне нет открытой связи с поверхностью. Разгрузка и питание подземных вод осуществляется преимущественно за счет вертикальной фильтрации через слабопроницаемые толщи. В принятой классификации эта зона соответствует зоне затрудненного водообмена.

Во втором гидрогеологическом этаже по мере погружения и удаления от краевых зон бассейна происходит ухудшение связи с поверхностью и уменьшение скоростей и расходов фильтрации. По характеру изменения расходов в пределах второго этажа выделяются все три гидродинамические зоны со значительно различными сроками водообмена.

Первая зона («краевая область питания») охватывает периферийную часть бассейна и по условиям формирования динамики подземных вод является зоной интенсивного водообмена. Для второй зоны характерно резкое уменьшение расходов латеральных потоков и преобладание затрудненной вертикальной разгрузки подземных вод в вышележащие водоносные комплексы, что приводит к увеличению сроков водообмена. Эту зону можно рассматривать как зону относительно затрудненного водообмена или как «переходную» зону. Третья гидродинамическая зона определяется отсутствием питания, формирующегося в периферийных частях бассейна. Движение может осуществляться только путем затрудненной фильтрации. В нее входят наиболее погруженная часть второго гидрогеологического этажа и весь третий этаж.

В соответствии с принятой терминологией – это зона весьма затрудненного водообмена.

В работах [52, 54] на основании соотношения и изменения величин горизонтальных и вертикальных фильтрационных сопротивлений, харак-

тера изменения градиентов и расходов вдоль линии тока количественно обосновал выделение трех гидродинамических зон.

Первая зона («краевая область питания») охватывает периферийную часть бассейна и по условиям формирования динамики подземных вод является зоной интенсивного водообмена.

Для второй зоны характерно резкое уменьшение расходов латеральных потоков и преобладание затрудненной вертикальной разгрузки подземных вод в вышележащие водоносные комплексы, что приводит к увеличению сроков водообмена. Эта зона является зоной относительно затрудненного водообмена, или переходной зоной.

Третья гидродинамическая зона определяется отсутствием питания, формирующегося в периферийных частях бассейна. Движение осуществляется только путем затрудненной восходящей фильтрации при наличии внутренних источников питания.

В соответствии с принятой терминологией – это зона весьма затрудненного водообмена (рис. 1.12).

В настоящее время принципиально против выделения трех гидродинамических зон в разрезе АБ никто не возражает (принципы выделения и названия зон могут отличаться). Представления же о гидродинамике флюидов глубоких частей разреза АБ, соответствующих зоне весьма затрудненного водообмена, очень противоречивые. Так, существуют два основных мнения.

Сторонники первого считают, что движение подземных вод в зоне весьма затрудненного водообмена существует (рис. 1.1а), согласно второму – воды находятся в относительном или полном покое (см. рис. 1.1б).

М.А.Гатальский (1956 г.) утверждает, что рассолы, приуроченные к зоне застойного режима, хоть медленно (1–5 м/год), но движутся, а следовательно, участвуют в водообмене. Химический же состав подземных вод, которому уделяется так много внимания, «является только следствием гидродинамических процессов их преобразования».

Г.П.Якобсон (1967 г.) применительно к средне-верхнедевонским нефтегазоносным комплексам Волго-Уральской нефтегазоносной провинции считает, что движение подземных вод существует повсеместно, а застойность вод даже в самых глубоких частях литосферы отсутствует (см. рис. 1.1а). Скорость движения подземных вод оценивалась им как 4–20 см/год.

А.М.Овчинников (1956 г.) полагает, что все воды находятся под действием гидродинамического напора, который хотя и создается на пери-

ферии бассейна, но распространяется по всей водонапорной системе, и в ее пределах происходит движение, но с различными скоростями. В связи с этим он отмечал, что зону весьма затрудненного водообмена не всегда корректно называют зоной застойного режима (см. рис. 1.1а).

Е.В.Пиннекер (1977 г.) рассчитал продолжительность периода водообмена Ангаро-Ленского артезианского бассейна для всего разреза. Он провел расчленение разреза на гидродинамические зоны, определяемое базисами дренирования, подкрепляя его данными об интенсивности возобновления ресурсов, скорости движения и возраста подземных вод, а также учитывая историю развития и геологическое строение бассейна. Продолжительность периода водообмена для зоны весьма затрудненного водообмена, по его расчетам, составляет от 5 до 50 млн лет.

Получение все более новой информации о зоне весьма затрудненного водообмена, а также открытие аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в древних бассейнах привело к принципиально новым представлениям о гидрогеодинамике глубоких горизонтов. Они основываются на гипотезе о компрессионном (элизионном) движении подземных вод (А.А.Карцев [82–85], Ю.В.Мухин [132], В.В.Колодий [98] и многие другие). Как и первая точка зрения, она предполагает региональные потоки. В соответствии с этой гипотезой глинистые тонкодисперсные породы при осаднении захватывают большое количество воды. В последующем, при уплотнении, катагенезе глинистые толщи отдают воды, которые мигрируют в коллекторские толщи, причем чем больше суммарная мощность глин в разрезе, тем больший объем воды отжимается. Это приводит к формированию в глубоких частях разреза АВПД и движению подземных вод из наиболее погруженных частей (областей питания) АБ к приподнятым периферийным частям (областям разгрузки).

В этом случае для АБ характерно наличие границы, где встречаются инфильтрационный и элизионный потоки, т.е. разрез делится на два гидродинамических изолированных этажа (А.А.Карцев, В.В.Колодий и др.). Верхний охватывает зоны активного и затрудненного водообмена и характеризуется движением в нисходящем направлении, по падению пластов под действием градиента гидростатического напора. Нижнему этажу соответствует зона весьма затрудненного водообмена, где господствует восходящее направление фильтрации флюида под действием компрессионного давления (см. рис. 1.1б). Такое расчленение разреза предполагает отсутствие влияния гидростатического давления, сформирован-

ного в периферийных частях АБ, на гидродинамику подземных вод глубоких горизонтов.

В.В.Колодий на примере Западно-Туркменской нефтегазоносной провинции рассчитал, что толщина глин мощностью в 1 км с площадью пространства 40 тыс. км² даст объем воды, равный $5 \cdot 10^{12}$ км³.

В.Н.Корценштейн полагает [105], что не менее 75% седиментационных вод возвращается в бассейн осадконакопления в результате первичного отжатия, а часть оставшихся 25% расходуется на влагоемкие процессы диагенеза глинистых минералов, и только остальное поступает в коллекторские толщи и, смешиваясь там с инфильтрационными подземными водами, движется к областям разгрузки. Указанные явления происходят главным образом на раннем этапе развития водонапорной системы. При общей мощности водоносной системы – 6 км, глинистой толщи – 3 км, водоносного комплекса – 3 км, площади распространения – 1000-500 км², скорости фильтрации – 1 см/год, пористости отложений коллектора – 20% и уменьшении пористости в результате сжатия на 25% максимальный объем седиментационных вод, выжимаемых из глинистых пород, составит 3,75⁵ км³. Тогда поток с ежегодным дебитом 0,6 км³/год будет существовать в течение примерно 0,6 млн лет, что является незначительным отрезком времени в геологическом масштабе.

Одновременно с исследованиями современных гидродинамических условий глубоких горизонтов стала активно развиваться и палеогидрогеология. На повторяемость гидрогеологических обстановок первым обратил внимание А.Н.Семихатов в 1947 г. Он ввел понятие о «гидрогеологическом цикле – повторяемости гидрогеологических процессов в подземных толщах, заключающихся в накоплении морских вод в образовавшихся осадках, а затем смене их пресными водами при регрессии моря». Полный гидрогеологический цикл состоит из элизионного (седиментационного), инфильтрационного и иногда эндогенного этапов водообмена.

То есть предполагается, что в глубокие водоносные горизонты могут поступать воды тремя путями: за счет вод, отжимающихся из пород в процессе катагенеза; за счет инфильтрационного питания, осуществляемого в пределах горно-складчатого обрамления или по периферии артезианских бассейнов; за счет эндогенных растворов, которые в период тектонической активности прорываются из фундамента и, возможно, верхней мантии. В соответствии с этим выделяют геостатический, гидростатический и эндогенный (глубинного типа) гидродинамические ре-

жимы (А.А.Карцев, Е.В.Пиннекер). Причем эти типы режимов отдельно могут не встречаться, а могут проявляться одновременно на разных уровнях разреза и в разное время.

Современный режим отражает определенный этап геологической истории артезианского бассейна.

Е.В.Пиннекер (1977 г.) выделил три основные стадии гидродинамического развития артезианских бассейнов: геостатический, переходный и гидростатический.

Геостатическая стадия развития определяется наличием тектонических напряжений, процессов уплотнения и литогенеза, а также восходящей миграцией флюида из фундамента. Эта стадия характерна для молодых АБ, которые продолжительное время представляли собой морские бассейны, и после закрытия весь разрез АБ был охвачен элизионным движением от центральных частей бассейна к периферии (Западно-Туркменская часть Южно-Каспийского бассейна).

Эндогенный режим (режим глубинного типа) обычно не характерен для всего АБ. Он проявляется в областях с повышенной тектонической и вулканической деятельностью и приводит к интенсивному восходящему движению подземных вод. Это может происходить на любой стадии развития бассейна. Величины пластовых давлений, начиная с глубин менее одного километра, в таких районах, как правило, значительно превышают гидростатические.

На переходной стадии в верхнюю часть литосферы проникают инфильтрационные воды и происходит захват верхнего этажа гидростатическим давлением, в нижнем – по-прежнему продолжает господствовать геостатическое давление. Эти этажи являются гидродинамически не взаимосвязанными (Предкавказский прогиб, Туранская и Западно-Сибирская плиты, Лено-Виллойская впадина).

Гидростатический режим наступает тогда, когда действие гидростатического давления распространяется на всю водоносную систему. Такой режим может существовать только в древних АБ.

Нередко последовательность развития АБ может нарушаться и гидростатический режим сменяться геостатическим, а затем наоборот (Восточное Предкавказье).

Рассмотренные выше мнения о флюидодинамике подземных вод зоны весьма затрудненного водообмена объединяет то, что они основываются на предпосылке гидравлического механизма передачи пластовых давлений. Это определяет гидродинамическое единство всех частей АБ в пла-

не и возможность передачи пластовых давлений на большие расстояния – десятки, сотни и даже тысячи километров.

В связи с активным накоплением информации эти, ставшие уже классическими представления в последнее время претерпевают изменения.

Так, стали ограничивать роль горного обрамления в питании глубоких вод. Еще в 1967 г. Г.П.Якобсон указывал на малое влияние стока со стороны Урала на гидродинамический режим средне-верхнедевонского нефтегазоносного комплекса. Отложения этого комплекса выходят на дневную поверхность на склоне Урала и имеют там максимальные значения пластовых давлений. Подобные взгляды были высказаны В.А.Кротовой для Предуралья (1962 г.), А.В.Кудельским для Копет-Дага (1964 г.), А.Е.Бабинце и др. [9] для Украинского щита. М.И.Зайдельсон [61] отмечал, что «водообмен в глубоких горизонтах осуществляется не в виде фронтального движения по всему потоку, а в виде избирательного потока по наиболее проницаемым его участкам».

По мнению авторов настоящей работы [52–56], основными особенностями формирования подземных вод АБ являются: независимо от возраста и геологического строения для всех АБ отсутствует влияние периферии бассейна на формирование глубоких вод зоны весьма затрудненного водообмена; наличие гидродинамически не взаимосвязанных или весьма слабо взаимосвязанных друг с другом блоков; преобладание вертикальной фильтрации, которая осуществляется периодически и приводит к процессам новообразования минералов; непостоянство химического и газового состава флюида на относительно небольших расстояниях, что свидетельствует о неравновесном состоянии гидродинамической системы и подтверждается наличием АВПД и резкой дифференциацией поля давлений в плане и разрезе.

Эта точка зрения в последнее время принимается все большим числом исследователей и подтверждается для многих регионов. Так, юрские водоносные горизонты Западной Сибири характеризуются «неупорядоченными напорами пластовых вод, что свидетельствует о гидродинамической разобщенности» [115]. Подобный вывод о блоковой структуре сделан для водоносных комплексов Восточного Предкавказья [89], района Апшеронского п-ова [2], Алма-Атинской впадины [49], Припятской впадины [11, 12]. Пластово-блоковый характер проявляется не только в крупных тектонических структурах, но и в локальных, небольших по размерам структурах. Так, в пределах Сургутского свода выделены блоки с различными гидродинамическими условиями, гидрогеохимиче-

скими показателями и характером зональности [53, 128]. Р.И.Рустамов для отдельных месторождений Среднекуринской впадины выявил сложную картину распределения давлений с перепадами до 1000 м водяного столба [165]. Автором [52, 53] в пределах Салымского нефтяного месторождения установлена система изолированных блоков, латеральная миграция в пределах месторождения ограничена размерами блоков, и преобладающей является вертикальная миграция.

В последних работах по региональной гидрогеодинамике глубоких горизонтов, посвященных Печорскому артезианскому бассейну, А.М.Фартуковым [186] и А.В.Корзун [100] были сделаны выводы о гидродинамической неоднородности глубоких частей разреза по всей площади распространения водоносных комплексов, об автономности отдельных участков, каждый из которых характеризуется различной интенсивностью и направленностью флюидообменных процессов.

Подобных взглядов придерживаются и многие зарубежные исследователи, которые считают, что «осадочный бассейн состоит из отдельных участков, ограниченных друг от друга гидравлическими барьерами» [208], что подтверждается многочисленными примерами для конкретных регионов [205–207].

Пластово-блоковый характер глубоких горизонтов может определяться наличием внутренних источников питания. Одним из источников питания, по мнению многих исследователей, является отжатие поровой и кристаллизационной воды на всех стадиях литогенеза. Но этот процесс не дает достаточного количества воды, чтобы существенно повлиять на распределение пластовых давлений [52, 53]. Количественная оценка этого процесса будет дана ниже.

Другим источником могут служить флюиды, которые прорываются в периоды тектонической активности из глубоких частей земной коры, поднимаются вверх по разрезу и в определенных условиях могут даже изливаться на дневную поверхность. Эти флюиды могут сильно отличаться по химическому и газовому составу, а также термобарическим характеристикам от растворов, находящихся в породах. Все это может приводить к нарушению термодинамического равновесия в системе вода–газ–порода. В результате могут образовываться трещины гидроразрыва, происходить фазовые переходы, физико-химические реакции и выпадение минералов.

Все эти процессы изменяют величину порового (трещинного) пространства пород и могут приводить к понижению пористости пород или

к полному ее исчезновению. Таким образом, это приводит к формированию относительно непроницаемых границ и, как следствие, к гидродинамически изолированным блокам [52].

Помимо этого, на величину и распределение пластовых давлений влияет напряженное состояние вмещающих пород, особенно в районах повышенной тектонической активности, которое, по сути, является источником питания. А.Я.Гаев и А.С.Хометовский [30] считают, что «только с позиций геодинамики можно объяснить движение самих флюидов. Механизм растягивания и раздвигания отдельных блоков земной коры, приводящий к формированию, развитию и закрытию трещиноватости и имеющий пульсирующий, колебательно-толчковый характер, одновременно служит мощным гидродинамическим механизмом». Они выделяют в разрезе гидросферы три гидрооболочки: верхнюю, промежуточную и нижнюю. Пульсирующий характер движения они относят к нижней гидрооболочке и называют «гидрогеодинамическим», или «тектоногидродинамическим».

В 1984 г. Г.С.Вартанян, Г.В.Куликов, Л.С.Язвин [23] эмпирически установили существование в недрах Земли гидрогеодеформационного поля (ГГДП). Его природа заключается в глобально выдержанных пульсационных быстро протекающих изменениях напряженного состояния литосферы вследствие смены естественных (экзо- и эндогенных, космогенных) или техногенных напряжений. Такие колебания проявляются в виде термобарических и физико-химических аномалий в районах развития деформационных процессов.

В многочисленных своих работах А.Г.Арье [6] доказывает возможность движения флюидов при малых градиентах (менее начального) на молекулярном уровне и называет это движение «файлюацией».

А.А.Куваев [116] считает, что плотностная конвекция играет значительную роль в формировании особенностей гидродинамики, а существующие гидродинамические модели не учитывают «эффекта вихревого перемешивания рассола на микроуровне».

Таким образом, в настоящее время не существует единых представлений об условиях формирования подземных вод зоны весьма затрудненного водообмена.

Е.Ф.Станкевич (1971 г.) выделил несколько групп исследователей по взглядам на динамику вод в глубоких горизонтах артезианских бассейнов платформенного типа. С нашими изменениями и дополнениями она выглядит следующим образом.

По принципу движутся или не движутся подземные воды

1. Подземные воды, начиная с определенной глубины, находятся в застойном или относительно застойном состоянии – Б.Л.Личков, Н.К.Игнатович, Н.И.Толстихин, Е.В.Посохов, И.К.Зайцев, Е.Ф.Станкевич и мн. др. При этом большинство исследователей под застойностью понимает отсутствие значительного водообмена с поверхностными водами в настоящее время (см. рис.1.1б).

2. Подземные воды во всем осадочном чехле движутся с той или иной скоростью от областей питания к региональным областям разгрузки – А.И.Силин-Бекчурин, М.А.Гатальский, В.П.Якуцени, В.А.Кротова, И.К.Зерчанинов, М.И.Зайдельсон, Е.В.Пиннекер, Ю.В.Мухин и др. (см. рис.1.1а).

3. Движение глубоких вод осуществляется за счет элизионного питания, а направление движения – из наиболее погруженных частей разреза к периферии артезианских бассейнов – А.А.Карцев, Ю.В.Мухин, И.К.Зайцев, В.В.Колодий, А.Я.Ходжакулиев и мн. др. (см. рис.1.1в).

4. На отдельных этапах развития артезианских бассейнов преобладает восходящее движение за счет поступления ювенильных вод – В.Ф.Дерпгольц, Е.С.Гавриленко, Л.Н.Елянский, П.Н.Кропоткин, Е.В.Пиннекер, В.А.Кротова, А.А.Дзюба, В.И.Дюнин и мн. др. (см. рис.1.1г).

По движущим силам

1. Под действием градиента давлений (напора) – А.А.Карцев, Ю.В.Мухин, И.К.Зайцев, В.В.Колодий, А.И.Силин-Бекчурин, М.А.Гатальский, В.П.Якуцени, В.А.Кротова, И.К.Зерчанинов, М.И.Зайдельсон, Е.В.Пиннекер, Ю.В.Мухин и мн. др. (подавляющее большинство).

2. Под действием сил гравитации существует струйное течение вод с различной плотностью, в результате которого воды с большими значениями плотности опускаются, а с меньшими – поднимаются (А.Б.Ронов, М.Г.Валяшко, А.И.Поливанова, А.А.Куваев), – т.е. главной движущей силой является сила гравитации, или «плотностная конвекция» по А.А.Куваеву [109].

3. Движение вод происходит под действием подземного испарения или какого-либо иного удаления воды. Движение идет в нисходящем направлении к местам максимального погружения пласта – В.А.Сулин, М.Е.Альтовский, Н.В.Кулаков, А.А.Бродский и др.

4. Движение подземных вод происходит на молекулярном уровне – С.И.Смирнов (диффузия) и А.Г.Арье (файлоуация – движение подземных вод в тонкодисперсных породах при градиентах менее начального).

5. На движение глубоких подземных вод существенное влияние оказывают постоянно действующие тектонические силы, меняющие поле напряжений – Г.С.Вартанян, Г.В.Куликов, В.И.Дюнин и др.

По положению источников питания в пространстве

1. Питание осуществляется на периферии артезианских бассейнов в областях выхода отложений на дневную поверхность (инфильтрационное питание) – Б.Л.Личков, Н.К.Игнатович, Н.И.Толстихин, А.И.Силин-Бекчурин, М.А.Гатальский, В.П.Якуцени, В.А.Кротова, И.К.Зерчанинов, М.И.Зайдельсон, Е.В.Пиннекер, Ю.В.Мухин и др.

2. Области питания расположены во внутренних, наиболее погруженных областях водоносных горизонтов (воды, переходящие в свободное состояние при катагенезе осадочных пород) – А.А.Карцев, Ю.В.Мухин, И.К.Зайцев, В.В.Колодий, С.Б.Вагин, Е.А.Басков и мн. др.

3. Периодическое питание за счет эндогенных процессов (скрытая гидротермальная деятельность) – В.Ф.Дерпгольц, Е.С.Гавриленко, Л.Н.Елянский, П.Н.Кропоткин, Е.В.Пиннекер, В.А.Кротова, В.И.Дюнин, В.Н.Флоровская, Г.Н.Доленко, А.А.Дзюба и мн. др.

Объединяет практически все точки зрения одно очень важное обстоятельство. *Все они предполагают гидродинамическую взаимосвязь каждого элемента разреза на всей площади распространения и возможность передачи пластовых давлений на большие расстояния – десятки, сотни и даже тысячи километров.*

Авторы настоящей книги разделяют и будут доказывать следующую точку зрения. Ограниченная роль периферии бассейна в гидрогеодинамике глубоких водоносных (нефтегазоносных) горизонтов; блоковое (пластово-блоковое) строение глубоких частей разреза артезианских структур; существенная роль эндогенных факторов, проявляющихся периодически; значимая роль тектонических сил, влияющих на формирование современного поля пластовых давлений.

С точки зрения условий формирования, размещения, прогноза и поисков месторождений УВ большое значение имеет тектоника литосферных плит. Приведем одну из последних классификаций [37, с.42-44]

Тектоника литосферных плит предусматривает дивергентный и конвергентный этапы эволюции. Дивергентный тип включает рифтогенную

и спрединговую стадии, на каждой из которых формируются генетически различные типы седиментационных бассейнов (СБ). Рифтогенные СБ подразделяются на: внутриконтинентальные (авлакогены), континентально-океанические (типа Днепровско-Припятского), периконтинентальные (фрагменты континентальных). Спрединговые СБ подразделяются на: периконтинентальные, в структуре которых выделяется шельф, континентальный склон и его подножье и абиссаль, а также внутриконтинентальные, формирующиеся в тылу периконтинентальных. Выделяют 4 главных типа седиментогенеза: рифтогенный, периконтинентальный, внутриконтинентальный и пелагический, которые отличаются строением осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов пород, характером их накопления и диагенеза, мощностями, скоростями осадконакопления и абсолютными массами. В периконтинентальных, межконтинентальных, континентально-островодужных и межконтинентально-островодужных СБ накапливается до 95–98% органического вещества (ОВ). От общей абсолютной массы ОВ, накопившегося в голоценовых осадках Мирового океана, в осадках подводной окраины (периконтинентальные СБ всех модификаций) накопилось 97,5%: на шельфе 10%, в осадках континентального склона и подножья – 87,5% и в абиссальной области – 2,5%. Коэффициенты фоссимизации соответственно составляют (в %): 0,4, 0,73 и 0,11. По нефтегенерационному потенциалу СБ располагаются в следующем порядке: периконтинентальные (пассивных материковых окраин континентов), межконтинентально-спредингово-рифтогенные, континентально-океанические рифтогенные, межконтинентально-островодужные, спрединговые и внутриконтинентальные. Эта ранжировка “подтверждается открытием гигантских месторождений нефти и газа в акваториях бразильской, нигерийской, ангольской и других пассивных материковых окраин при глубине воды более 1200 м” (с.44). Эта модель апробирована на Сибирской платформе и, по мнению авторов, может быть использована как научная основа прогноза и поисков месторождений УВ.

Глава 2

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОДИНАМИКИ ГЛУБОКИХ ФЛЮИДОВ

В настоящее время изучение гидрогеодинамических условий глубоких водоносных (нефтегазоносных) горизонтов, как правило, основывается на построении только пьезометрических карт различного масштаба. Пьезометрические карты, правильно построенные, позволяют оценивать направления движения глубоких флюидов и гидродинамическое взаимодействие нефтегазоносных комплексов в вертикальном разрезе, а также, наряду с другими критериями (гидрохимические, температурные карты, газовый состав флюидов и др.), оценивать как региональные, так и локальные прогнозы перспектив нефтегазоносности различных по масштабу районов. Однако если не учитывать особенностей геологического строения и тектоники, коллекторских свойств пород, то по пьезометрическим картам можно судить лишь о возможном (потенциальном) движении глубоких флюидов. Но вместе с тем без пьезометрических карт, отражающих поле пластовых давлений любого региона, нельзя решать вопросы о направлениях движения. По этой причине достоверности построения этих карт следует уделять особое внимание.

На сегодня неравномерная в плане и разрезе степень изученности, полнота и достоверность исходной информации по глубоким нефтегазоносным горизонтам позволяют судить лишь о направлениях *возможного* (потенциального) движения глубоких флюидов. Но и здесь получаемые результаты существенно зависят от методов, применяемых для обработки информации по гидродинамическому опробованию глубоких скважин. Причем эти результаты часто прямо противоположны в зависимости от используемых методов и даже при использовании одного и того же метода. Например, применение метода приведения пластовых

давлений по А.И.Силину-Бекчурину с различным положением плоскости сравнения, а также при обосновании эмпирической кривой зависимости изменения плотности флюида от глубины опробования может привести к противоположным результатам об оценке направлений движения глубоких флюидов, что нередко наблюдается на практике.

При изучении региональной гидрогеодинамики глубоких флюидов нередко выдвигается какая-либо гипотеза (например, элизионное движение или движение глубоких вод, обусловленное только положением региональных областей питания и разгрузки, при которых, как правило, вырисовываются региональные потоки), которой отводится доминирующая роль, и она доказывается, что нетрудно сделать, находя подтверждение в обилии имеющегося фактического материала. Так, если в основу кладутся элизионные представления о палео- или современном движении, то получают региональные потоки, направленные из наиболее погруженных частей НГБ к их периферии. И наоборот, если в основу кладутся представления о преобладающей роли складчатого обрамления и краевых зон НГБ в формировании движения подземных флюидов (гидравлический принцип), то региональное их движение направлено от периферии бассейнов к наиболее погруженным их частям – морским и океаническим впадинам, т.е. отсутствует комплексный подход и всесторонний анализ (насколько позволяет степень изученности) с количественной оценкой всех возможных процессов, совместно или порознь определяющих формирование глубоких флюидов слоистых систем НГБ и прежде всего направлений их движения.

Для изучения формирования глубоких флюидов вообще и гидрогеодинамики в частности необходимо использовать следующие материалы: 1) результаты опробования глубоких скважин, которые следует брать из актов испытания (т.е. первичные материалы) – глубины (интервалы) опробования с геологической привязкой, пластовые давления, температура, химический и газовый состав глубоких флюидов; 2) геологические материалы – структурные, тектонические и литолого-фациальные карты, геологические разрезы, схемы расположения скважин для каждой структуры в отдельности; 3) информация по коллекторским свойствам пород, новоминералообразованиям, геодинамике, палинологии и др.

При флюидодинамических построениях одной из основных проблем является оценка степени достоверности исходной информации. Этому следует уделять особое внимание. Прежде всего, вся исходная информация должна выбираться только из актов испытания скважин, а не из от-

четов, в которых, как правило, эта информация в той или иной мере обработана, нередко по методике, известной только авторам отчетов. Кроме того, исходная информация должна подвергаться предварительному анализу, обработке и отбраковке. Необходимо отбраковывать или с осторожностью относиться к следующим данным: расчетные значения пластовых давлений, полученные по кривой восстановления; недовосстановленные значения пластовых давлений; минимальные значения давлений, замеренные на одной и той же глубине для одной и той же скважины; давления, замеренные во время проведения опытных работ или при гидродинамическом опробовании скважин, или при эксплуатации месторождений (нефти, газа, промышленных, минеральных и термальных вод).

2.1. Методы приведения пластовых давлений

Как известно, движение жидкости происходит под действием трех сил: градиента давлений, силы тяжести и инерционных сил. Инерционными силами из-за малых скоростей движения глубоких флюидов можно пренебречь.

В гидравлике используется понятие «гидростатическое давление», которое определяются как:

$$P = P_0 + \rho g z , \quad 2.1$$

где ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения, z – глубина опробования, P_0 – внешнее давление.

Величина гидростатического давления ($\rho \cdot g \cdot z$) различна в каждой точке пространства и поэтому зависит от координат. Выражение 2.1 получено при условии постоянства плотности в направлении осей X , Y и Z и ускорения свободного падения.

Для глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов первое из условий всегда не выполняется, т.к. для них характерны значительные изменения плотности во всех направлениях.

С целью учета переменной плотности флюида в вертикальной плоскости ($\rho(Z)$) А.И.Силин-Бекчурин [171] в 40-х годах предложил определить приведенное давление из выражения (подчеркнем *изменение плот-*

ности только по вертикали и ее постоянстве в горизонтальной плоскости):

$$P = P_0 + g \int_{z_2}^{z_1} \rho(z) dz. \quad 2.2$$

В этом выражении: P – приведенное пластовое давление к некоторой плоскости сравнения Z_1 , P_0 – замеренное пластовое давление на глубине Z_2 . Остальные обозначения прежние. Это равенство не учитывает изменение плотности флюида в горизонтальной плоскости, что практически не выполняется на реальных природных объектах.

Для частного случая, когда изменение плотности с глубиной можно описать линейной функцией, А.И.Силин-Бекчурин предложил вместо выражения 2.2 использовать упрощенное выражение:

$$P = P_0 + (\rho_1 + \rho_2) zg / 2. \quad 2.3$$

Здесь: ρ_1 – плотность воды в точке опробования, ρ_2 – плотность воды на плоскости сравнения, z – расстояние от точки опробования до плоскости сравнения. Это выражение получило впоследствии название формулы А.И.Силина-Бекчурина, а сам метод – метода приведения пластовых давлений. Именно выражение 2.3 в силу своей простоты получило широкое распространение и последующую критику в гидрогеологической литературе [17 и мн. другие], которая была связана с неоднозначностью получаемых результатов.

Использование выражений 2.2 и 2.3 для расчета приведенных давлений на реальных природных объектах разными исследователями показало, что: а) абсолютные значения приведенных давлений для одной и той же точки меняются в зависимости от выбора плоскости сравнения; б) для одного и того же природного объекта разные исследователи получают различные направления движения. Все это поставило под сомнение возможность применения метода приведенных давлений в чистом виде и привело к многолетним поискам выхода из этой ситуации.

Подавляющее число исследований было направлено на «уточнение» метода приведенных пластовых давлений А.И.Силина-Бекчурина и касалось это «уточнение» или поиска более точной эмпирической зависимости изменения плотности с глубиной (экспоненциальная, логарифмическая, полином n -й степени и др.), или более тщательного определения величины плотности воды с учетом пластовых условий, т.е. поиска зависимости плотности от газонасыщенности флюида, давления и темпера-

туры в пластовых условиях [137 и мн. другие]. Были и другие подходы к решению этой проблемы. Мы не будем приводить их здесь, они достаточно подробно изложены в предыдущем издании книги, а также в работе [100].

И.К.Зерчанинов (1962 г.) одним из первых обратил внимание на колебание значений плотности подземных вод в горизонтальной плоскости и невозможность его учета в формуле А.И.Силина-Бекчурина. Он отмечает, что «в расчетах приведенных давлений применяются условности: 1 – произвольный выбор плоскости сравнения; 2 – гипотетическое допущение постоянства плотности пластовых вод на одной и той же глубине в пределах значительных районов». Он утверждает, что анализ различных вариантов расчетов показывает «что с изменением отметки плоскости сравнения изменяются относительные величины приведенных напоров». Отметим, что так это и должно быть (см. равенство 2.2), т.к. пластовое давление зависит от высоты столба жидкости, но в случае постоянства плотности флюида в горизонтальной плоскости, несмотря на различные абсолютные значения приведенных пластовых давлений, градиент между двумя точками (скважинами) будет оставаться постоянным, а именно это и является целью гидрогеодинамических построений (направление движения флюида).

Первое утверждение абсолютно справедливо. Оно следует из равенств 2.1 и 2.2, которые учитывают меру потенциальной энергии и, следовательно, зависят от высоты, т.е. от положения плоскости сравнения.

Что касается второго, то при выводе равенства 2.2 А.И.Силиным-Бекчуриным основным условием было постоянство плотности в горизонтальной плоскости.

Остановимся лишь на методе локальных градиентов, приведенном в одной из последних работ, посвященных изучению гидрогеодинамики жидкости переменной плотности.

Отвергая возможность использования метода приведения пластовых давлений, В.М.Шестаков и А.Я.Ходжакулиев предложил вычислять «локальный градиент» напора между двумя точками пласта (скважинами), с давлениями P_1 и P_2 , ординатами Z_1 и Z_2 , плотностью воды ρ_1 и ρ_2 , расположенными на расстоянии L друг от друга [202]:

$$I = \Delta P / \rho^0 g L + \rho \Delta Z / \rho^0 L,$$

$$\Delta P = P_1 - P_2, \quad \Delta Z = Z_1 - Z_2,$$

где: ρ – среднее значение плотности флюида между рассматриваемыми точками, причем если отсутствуют данные о характере изменения плотности по глубине, то плотность рассчитывается как среднее арифметическое $\rho = 0,5(\rho_1 + \rho_2)$, ρ^0 – выбранное значение плотности, к которому приводятся напоры на данном участке потока (среднее значение или плотность пресных вод) [202].

Внимательный анализ этого выражения показывает, что и в этом случае осуществляется приведение пластовых давлений между двумя парами скважин с приведением плотности флюида к некоторому среднему значению или к плотности пресных вод. Кроме того, очевидно, что выражение для расчета локальных градиентов отличается от равенства 2.3 лишь постоянным множителем – $\rho^0 L$.

В самом деле, умножив равенство $I = \Delta P / \rho^0 g L + \rho \Delta Z / \rho^0 L$ на $g \rho^0 L$, получим: $\Delta P^{\#} = \Delta P + \rho g \Delta z$. Здесь $\Delta P^{\#}$ – разница приведенных давлений между двумя точками или некоторое значение давления $P^{\#}$; ΔP – разница замеренных пластовых давлений в двух скважинах или некоторое P ; Δz – разница между интервалами опробования и плоскостью сравнения или некоторое значение z ; ρ – среднее значение плотности флюида между рассматриваемыми точками. Причем если отсутствуют данные о характере изменения плотности по глубине, то плотность рассчитывается как среднее арифметическое $\rho = 0,5(\rho_1 + \rho_2)$. Таким образом, получаем следующее равенство: $P^{\#} = P + g z (\rho_1 + \rho_2) / 2$. Это есть ничто иное, как упрощенное равенство А.И.Силина-Бекчурина (равенство 2.3), т.е. предложенный метод локальных градиентов является завуалированной формулой А.И.Силина-Бекчурина.

Кроме того, противопоставление двух рисунков, приведенных в работе [202], также неправомерно. Региональный поток глубоких флюидов, приведенный на одном из них, также можно представить в виде градиентов, если не проводить интерполяцию между точками, а провести направления возможного движения между парами скважин.

Утверждение о том, что метод приведения пластовых давлений не может быть использован [202], совершенно несправедливо и противоречит гидравлическим законам физики. Гидростатическое давление является мерой потенциальной энергии (зависит от высоты, т.е. от положения плоскости сравнения). Это хорошо видно из равенства 2.1. Небесполезно сомневающимся вспомнить уравнение Бернулли, вывод которого основан на анализе кинетической (не учитывается при движении глубоких флюидов из-за малых скоростей движения) и потенциальной

энергий при втекании и вытекании жидкости и работы, которая при этом производится.

Сравнивать потенциальные энергии двух тел (в частности двух столбов жидкости в разных скважинах) можно только тогда, когда они (столбы жидкости) измеряются от одной плоскости. Ни у кого не вызывает сомнений при изучении гидрогеодинамики пресных подземных вод зоны активного водообмена приведение напоров к одной плоскости. За плоскость сравнения в этом случае обычно принимается уровень моря. Направления движения оцениваются по напорам в абсолютных отметках (плоскость приведения). Изменение плотности при этом не учитывается в силу ее малых значений в зоне активного водообмена, где она практически постоянна и колеблется около 1000 кг/м^3 .

Для оценки направлений движения флюида переменной плотности между двумя или несколькими точками единственный метод, который можно использовать, это метод приведения пластовых давлений. Иного пути нет, что следует из классических законов физики, описанных в разделе «гидравлика жидкостей».

А.Е.Гуревич [42, 43], давая критический анализ существующих методик, справедливо отмечает, что метод А.И.Силина-Бекчурина обоснован с физической и математической позиций (с этим невозможно не согласиться). Но метод приведения пластовых давлений не применим для реальных природных объектов в силу невыполнения в большинстве случаев важного условия:

$$\partial \rho / \partial x = \partial \rho / \partial y = 0. \quad 2.4$$

Это условие означает, что плотность флюида в горизонтальной плоскости должна оставаться постоянной. Только тогда значение интеграла в выражении 2.2 будет *единственным* (иметь единственное значение) и, несмотря на различные абсолютные значения приведенных давлений в точках (что связано с выбором плоскости сравнения), градиент давления между ними по величине и направлению будет оставаться постоянным. А это (оценка направлений движения) является основной задачей изучения гидрогеодинамики глубоких флюидов с непрерывно меняющейся плотностью.

А.Е.Гуревич справедливо рекомендует рассматривать метод приведения давлений как приближенный, и в этом случае его можно использовать тогда, когда приближение достаточно мало. А.Е.Гуревич предла-

гает оценивать именно это приближение (погрешность приведения пластовых давлений). Он доказывает, что метод приведения можно использовать лишь тогда, когда разница приведенных пластовых давлений между двумя сравниваемыми точками (скважинами) больше, чем неопределенность интеграла в выражении 2.2, т.е. когда

$$\Delta P_{z_1}^{z_2} \gg \text{indef } J_{z_1}^{z_2} + 2\delta P_{z_1}^{z_2}, \quad 2.5$$

где: $\Delta P_{z_1}^{z_2}$ – разность приведенных давлений в двух точках, определен-

ных по равенству 2.2; $\text{indef } J_{z_1}^{z_2} = \max \int_{z_1}^{z_2} \rho_1(z) dz - \min \int_{z_1}^{z_2} \rho_2(z) dz$

– отражает величину неопределенности интеграла, зависящую от разброса точек в горизонтальной плоскости и ограниченных эмпирически кривыми функциями $\rho_1(z)$ и $\rho_2(z)$; $2\delta P$ – погрешность, связанная с неточностью определения пластового давления в скважине [42, 43].

Это неравенство «лишь гарантирует правильное определение направления перепада давлений и (при наличии проницаемости) приближенного общего направления движения подземных вод» [42, 43].

Л.В.Боревский (1971 г.) обращает внимание на то, что при региональных построениях в силу разнообразия гидрохимической обстановки погрешность приведения будет всегда большая. Но в то же время всегда можно выделить такую область исследования, где условие применимости метода приведения пластовых давлений будет выполняться [17]. Вместе с тем это утверждение не доказано. Например, для Печорского НГБ оно не подтверждается. Для этого региона разница приведенных пластовых давлений между двумя сравниваемыми точками (скважинами) больше, чем неопределенность интеграла в выражении 2.2, т.е. больше погрешности приведения пластовых давлений по всей территории Хорейверской впадины, вала Сорокина и Колвинского мегавала.

Остановимся несколько более подробно на двух важных моментах при приведении пластовых давлений:

I. Выбор плоскости сравнения в оценке приведенных давлений, что являлось предметом критики многих исследователей метода А.И.Силина-Бекчурина и что заставляло искать иные пути для оценки направлений движения флюидов с переменной плотностью.

Напомним еще раз, что давление – это потенциальная энергия (это следует из уравнений 2.1 и 2.2, а также из уравнения Бернулли), т.е. зависит от высоты, и поэтому абсолютное значение приведенного давления флюида всегда зависит от выбора плоскости сравнения. При постоянной плотности флюида в горизонтальной плоскости, несмотря на различные абсолютные значения приведенного давления, значения и направления градиентов между точками всегда будут оставаться постоянными.

Для оценки роли выбора плоскости сравнения при непостоянстве плотности в горизонтальной плоскости построим график изменения плотности от глубины с учетом разброса ее изменения в горизонтальной плоскости (рис.2.1).

Если приводить пластовое давление, замеренное в точке «а» (плоскость Z_1), к плоскости Z_3 , то погрешность приведения геометрически будет равна площади S_1 . Если же приводить давление от плоскости Z_1 к плоскости Z_2 , то погрешность приведения возрастет и геометрически будет равна сумме двух площадей S_1 и S_2 (площадь S_3).

Из сказанного видно, что чем дальше плоскость сравнения находится от точки опробования, тем больше погрешность приведения при из-

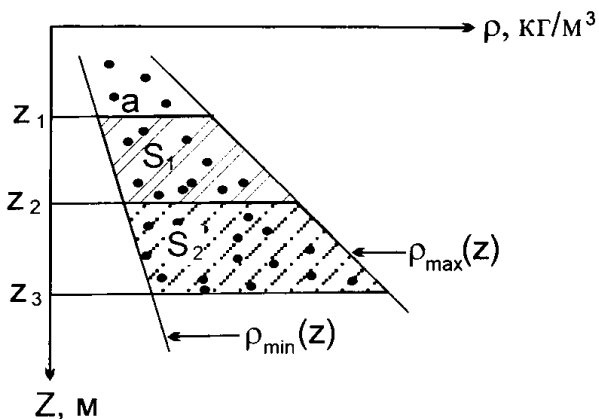


Рис. 2.1. Оценка погрешности приведения пластовых давлений

менении плотности флюида в горизонтальной плоскости [42, 43, 52]. Если бы все точки графика $\rho(z)+z$ ложились на одну прямую (кривую), то абсолютные значения приведенных давлений менялись бы в зависимости от выбора плоскости сравнения, но градиент приведенных давлений между двумя (или несколькими) точками оставался бы постоянным, поскольку площади S_1 и S_2 были бы равны нулю.

Покажем роль выбора плоскости сравнения при приведении пластовых давлений на конкретном примере вала Сорокина Тимано-Печорского НГБ и оценим погрешность, зависящую от положения плоскости сравнения в вертикальном разрезе.

С этой целью для каждой структуры вала Сорокина в отдельности были построены графики изменения плотности флюида от глубины опробования. Затем была оценена погрешность приведения с учетом выбора плоскости сравнения и возможность использования приведения пластовых давлений для каждой отдельно взятой структуры северной части Тимано-Печорского НГБ.

Поле точек на графиках $\rho(z)$ ограничивалось прямыми линиями, что упростило расчеты без ущерба достоверности получаемых выводов (в частности нахождение эмпирической функции зависимости плотности флюида от глубины) и повысило их «запас надежности». Плоскости сравнения выбраны на отметках -2400 (среднее положение между максимальными и минимальными глубинами опробования) и -4000 м (максимальная глубина опробования нефтегазоносных комплексов).

В таблице 2.1 приведены погрешности приведения пластовых давлений для некоторых структур вала Сорокина при различном положении плоскости сравнения. Из таблицы хорошо видно, что если погрешность при приведении к -2400 не превышает 0,5 МПа, то при приведении к -4000 резко возрастает и колеблется от 2 до 3,9 МПа. В точках, которые замерены близко к плоскости сравнения -4000 и приведены к ней, погрешность значительно снижается. Так, в точке опробования расположенной на глубине 4068 м скв.56 – Наульская, погрешность приведения к глубине 2400 м составляет 1,48 МПа, а при глубине 4000 м становится практически равной нулю – 0,01 МПа. Аналогичная картина получилась для скв.7 – Варандейская (погрешность, соответственно, 0,1 и 3,02 МПа). В остальных случаях погрешность приведения колеблется в пределах от 0,002 до 0,5. Таким образом, чем дальше находится интервал опробования от плоскости сравнения (приведения), тем больше ошибка (погрешность).

Таблица 2.1

Погрешность приведения пластовых давлений к разным плоскостям сравнения

| № скв. | Пластовое давление, МПа | Абс. отм. замера пластового давления, м | Приведенное давление, МПа К – 2400 м | Погрешность приведения К–2400 м | Приведенное давление, МПа К – 4000 м | Погрешность приведения К – 4000 м |
|---------------------|-------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------|
| Варандейская | | | | | | |
| 1 | 17 | 1699,1 | 24,68 | 0,29 | 42,78 | 3,76 |
| 2 | 57,9 | 4250,9 | 36,07 | 1,63 | 54,41 | 0,4 |
| 3 | 16,95 | 1678,5 | 24,85 | 0,3 | 42,96 | 3,77 |
| 3 | 17,66 | 1643,5 | 25,93 | 0,31 | 44,04 | 3,79 |
| 3 | 12,7 | 1463 | 22,89 | 0,35 | 41,01 | 3,89 |
| 4 | 19 | 1789,1 | 25,71 | 0,27 | 43,81 | 3,71 |
| 5 | 12,7 | 1448 | 23,05 | 0,36 | 41,17 | 3,9 |
| 7 | 28,44 | 2573,8 | 26,49 | 0,1 | 44,6 | 3,02 |
| 8 | 19,42 | 1758,9 | 26,45 | 0,28 | 44,56 | 3,73 |
| 9 | 17,65 | 1640,4 | 25,95 | 0,31 | 44,06 | 3,8 |
| 10 | 16,59 | 1654,3 | 24,75 | 0,31 | 42,86 | 3,79 |
| 10 | 18,64 | 1677,3 | 26,55 | 0,3 | 44,66 | 3,78 |
| * Наульская | | | | | | |
| 51 | 18,8 | 1607 | 27,46 | 0,38 | 45 | 3,58 |
| 52 | 24,5 | 2235 | 26,34 | 0,1 | 43,99 | 3,29 |
| 52 | 15,14 | 1374 | 26,27 | 0,45 | 43,76 | 3,65 |
| 52 | 23,92 | 2244 | 25,66 | 0,09 | 43,31 | 3,29 |
| 52 | 24,04 | 2235 | 25,88 | 0,1 | 43,53 | 3,29 |
| 52 | 11,14 | 1144 | 24,67 | 0,51 | 42,1 | 3,7 |
| 53 | 25 | 2281 | 26,33 | 0,07 | 43,99 | 3,26 |
| 53 | 15,47 | 1422 | 26,09 | 0,44 | 43,59 | 3,63 |
| 54 | 12,6 | 1234 | 25,19 | 0,49 | 42,65 | 3,68 |
| 54 | 25,4 | 2337 | 26,1 | 0,04 | 43,77 | 3,23 |
| 55 | 11,1 | 1169,5 | 24,36 | 0,5 | 41,8 | 3,7 |
| 56 | 46,9 | 4068 | 27,33 | 1,48 | 45,17 | 1,71 |
| 56 | 46,9 | 4110 | 26,81 | 1,53 | 44,66 | 1,66 |
| 57 | 25,5 | 2250 | 27,17 | 0,09 | 44,83 | 3,28 |
| 58 | 15,8 | 1464 | 25,98 | 0,43 | 43,49 | 3,62 |
| 59 | 12,83 | 1230 | 25,46 | 0,49 | 42,92 | 3,68 |
| 59 | 15,1 | 1430 | 25,64 | 0,44 | 43,14 | 3,63 |
| 59 | 23,7 | 2345 | 24,31 | 0,03 | 41,99 | 3,23 |
| 59 | 22,2 | 2254 | 23,83 | 0,09 | 41,48 | 3,28 |
| 61 | 20,6 | 1962 | 25,44 | 0,24 | 43,04 | 3,43 |
| 61 | 12,2 | 1192,5 | 25,22 | 0,5 | 42,67 | 3,69 |
| 61 | 12 | 1121 | 25,76 | 0,51 | 43,19 | 3,71 |

Итак, для уменьшения погрешности приведения пластовых давлений необходимо, чтобы расстояние между плоскостью сравнения и точкой опробования было минимальным. Поэтому ее лучше выбирать

посередине между минимальными и максимальными точками опробования водоносных комплексов. Если строятся пьезометрические карты по отдельным нефтегазоносным комплексам и не ставится задача изучения гидродинамического взаимодействия между ними в вертикальном разрезе, то плоскость сравнения следует располагать посередине мощности нефтегазоносных комплексов. При моделировании многослойных толщ (система нефтегазоносных комплексов и разделяющих) плоскость сравнения должна располагаться посередине изучаемого интервала разреза и быть единой для всех нефтегазоносных комплексов (горизонтов), что даст возможность изучать гидродинамическое взаимодействие слоистой системы в вертикальном разрезе.

Дополняя А.Е.Гуревича, подчеркнем, что погрешность приведения давлений должна быть также меньше перепадов замеренных пластовых давлений на одной и той же или близких глубинах гидродинамического опробования. Поэтому там, где позволяет степень изученности, для исследуемых структур нужно строить графики изменения пластовых давлений от глубины опробования и определять значения перепадов пластовых давлений, замеренных на одной или близких глубинах, которые надо сопоставлять с погрешностью, оцененной по методике А.Е.Гуревича. Если погрешность оказывается меньше реально замеренных пластовых давлений на одной или близких плоскостях, то можно принимать решение о возможности использования метода приведенных давлений при анализе гидрогеодинамической обстановки на конкретных объектах. В противном случае достоверный анализ гидрогеодинамической обстановки невозможен.

II. Об уточнении зависимости $\rho(z)$ и о приведении плотности флюидов к пластовым условиям.

На рисунке 2.2 приведено изменение плотности флюидов для ряда месторождений Бухаро-Каршинского НГБ (по бассейну в целом). Графики построены с учетом влияния на плотность различных факторов: для плотности воды, определенной в стандартных условиях (в лаборатории) (рис.2.2а); в пластовых условиях с учетом температуры и сжимаемости (рис.2.2б); в пластовых условиях с учетом газонасыщенности, температуры и сжимаемости (рис.2.2в). Поле точек ограничено прямыми линиями. Их можно было бы ограничить любой нелинейной эмпирической кривой, но для рассматриваемого вопроса это не имеет существен-

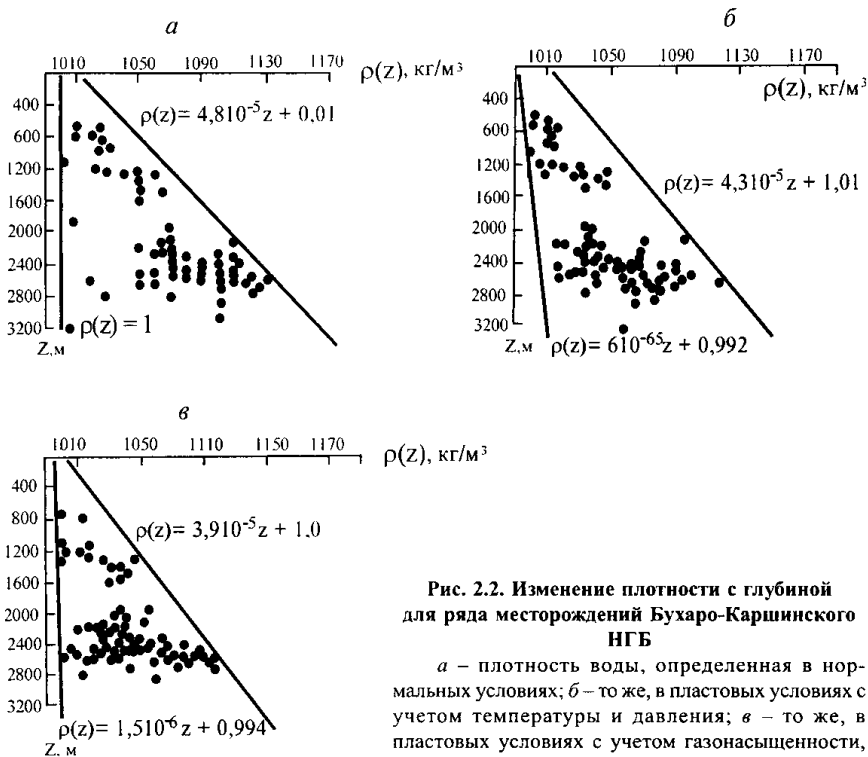


Рис. 2.2. Изменение плотности с глубиной для ряда месторождений Бухаро-Каршинского НГБ

a – плотность воды, определенная в нормальных условиях; *б* – то же, в пластовых условиях с учетом температуры и давления; *в* – то же, в пластовых условиях с учетом газонасыщенности, температуры и давления

ного значения. Каждая из линий описывается эмпирическими уравнениями прямых, приведенных на соответствующих рисунках.

Из рисунков видно, что, независимо от факторов, определяющих значение плотности флюида, она существенно меняется в горизонтальной плоскости, особенно на больших глубинах. Так, на глубине 2600 м она меняется от 1000 до 1100 kg/m^3 (см. рис.2.2*в*) от 1 до 1,15 kg/m^3 (см. рис.2.2*а*), а это значит, что в общем случае метод приведения давлений использовать нельзя. Однако можно оценить погрешность приведения пластовых давлений.

Для стандартных условий (вариант 1), пластовых условий (вариант 2) и пластовых условий с учетом газонасыщенности (вариант 3) ве-

личины погрешностей (в метрах водяного столба) составляют, соответственно, 270, 246 и 220 м.

Из приведенных оценок видно следующее. Во-первых, нет особой необходимости осуществлять трудоемкие исследования и расчеты по приведению плотности к пластовым условиям. Изменение абсолютной погрешности, т.е. максимальное расхождение между 1-ым и 3-м вариантами составляет 50 м (около 0,5 МПа), что нередко меньше ошибки замеров пластовых давлений на больших глубинах, особенно в условиях распространения аномально высоких пластовых давлений. Максимальная относительная ошибка между 1 и 3 вариантами составляет менее 19%. Те же результаты получены и для Восточного Предкавказья. Таким образом, приведение плотности флюидов к пластовым условиям не дает желаемого эффекта, а лишь приводит к дополнительным затратам труда и времени.

Оцененные значения погрешностей приведенных давлений (в метрах водяного столба) получены при оценке максимально возможной погрешности (при интегрировании в пределах от 3200 до 400 м): от максимальной глубины опробования до средней абсолютной отметки. Из рисунка 2.2 видно, что эта погрешность приведения связана с максимальным разбросом точек в нижних частях разреза (там наблюдаются рапапроявления) – расхождение прямых, ограничивающих поле точек. Если же уменьшить путь интегрирования (выбрать иную плоскость сравнения), то погрешность будет уменьшаться. Так, при интегрировании в пределах 2600–400 м для вариантов 1, 2 и 3 погрешность приведенных давлений составит, соответственно, 180, 162 и 164 м; максимальная абсолютная погрешность в этом случае уменьшится и составит 27 м (относительная 10%). А при интегрировании в пределах 1000–400 м погрешность приведения давлений составляет 26, 26 и 24 м; максимальная абсолютная погрешность составляет 2 м (относительная 7,7%).

Таким образом, расчеты показывают, что абсолютная и относительная погрешности уменьшаются с уменьшением разброса точек в горизонтальной плоскости в заданных пределах интегрирования. Нами намеренно менялся один из пределов интегрирования, чтобы переходить в область с наименьшим разбросом точек – в область, где сходятся прямые, ограничивающие поле точек. Таким образом, чем меньше при прочих равных условиях расстояние от точки замера до плоскости сравнения, тем меньше погрешность приведения пластовых давлений.

2.2. Оценка направлений движения флюидов переменной плотности методом «фильтрационной силы»

В том случае, когда метод приведенных давлений использовать нельзя (разница приведенных пластовых давлений между двумя сравниваемыми точками (скважинами) больше, чем неопределенность интеграла в выражении 2.2), А.Е.Гуревич рекомендует непосредственно оценивать величину и направление вектора фильтрационной силы, определяемого из равенства $\vec{F} = -\nabla P + \rho \vec{g}$.

Вычисление фильтрационной силы предлагается определять, заменяя дифференциальную форму общего закона фильтрации $\vec{v} = (1/\mu)K(-\nabla P + \rho \vec{g})$ на конечно-разностную. Векторы фильтрационной силы рассчитываются для четырех ближайших точек. В этом случае $\partial P / \partial l_i \cong (P_0 - P_i) / \Delta l_i$.

Здесь P_0 – давление в точке (скважине), от которой определяются векторы фильтрационной силы по отношению к ближайшим трем точкам, имеющим замеренное пластовое давление P_i ; Δl_i – расстояние до этих трех точек.

В этом случае проекции векторов фильтрационной силы на оси x, y, z запишутся в виде:

$$\begin{aligned}
 F_x &= -\{(P_0 - P_1) [(y_0 - y_2)(z_0 - z_3) - (y_0 - y_3)(z_0 - z_2)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_2) [(y_0 - y_3)(z_0 - z_1) - (y_0 - y_1)(z_0 - z_3)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_3) [(y_0 - y_1)(z_0 - z_2) - (y_0 - y_2)(z_0 - z_1)]\} : U; \\
 F_y &= -\{(P_0 - P_1) [(x_0 - x_3)(z_0 - z_2) - (x_0 - x_2)(z_0 - z_3)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_2) [(x_0 - x_1)(z_0 - z_3) - (x_0 - x_3)(z_0 - z_1)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_3) [(x_0 - x_2)(z_0 - z_1) - (x_0 - x_1)(z_0 - z_2)]\} : U; \\
 F_z &= -\{(P_0 - P_1) [(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_2) [(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \\
 &\quad + (P_0 - P_3) [(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)]\} : U - \rho^* g; \\
 U &= (z_0 - z_1)[(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2)] + \\
 &\quad + (z_0 - z_2)[(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \\
 &\quad + (z_0 - z_3)[(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)],
 \end{aligned}$$

где $\rho^* = 1/4 \sum_0^3 \rho_i$;

$$F_{xy} = (F_x^2 + F_y^2)^{1/2}; F = (F_x^2 + F_y^2 + F_z^2).$$

В качестве углов, определяющих направление вектора F , рекомендуется брать:

θ – между направлением вектора F и горизонтальной плоскостью, считая углы, отсчитываемые вверх, положительными, а вниз – отрицательными; β – между осью x и вектором F_{xy} , отсчитываемые по часовой стрелке.

$$\theta = \arcsin (F_z/F).$$

$$\beta = \arctg (|F_y/F_x|) \quad \text{при } F_x \gg 0 \text{ и } F_y \gg 0,$$

$$\beta = \arctg (|F_y/F_x|) + 90^\circ \quad \text{при } F_x \ll 0 \text{ и } F_y \gg 0,$$

$$\beta = \arctg (|F_y/F_x|) + 180^\circ \quad \text{при } F_x \ll 0 \text{ и } F_y \ll 0,$$

$$\beta = \arctg (|F_y/F_x|) + 270^\circ \quad \text{при } F_x \gg 0 \text{ и } F_y \ll 0.$$

Если ось x направлена на север, а ось y на восток, то β – это азимут угла направления горизонтальной составляющей вектора F_{xy} вектора F .

Применение этого метода имеет ряд существенных ограничений, касающихся обоснования выбора точек, между которыми производятся расчеты. Заключаются эти ограничения в следующем: 1 – в пределах расчетной области значения плотности, коэффициентов проницаемости и пористости должны меняться незначительно, 2 – точки должны быть удалены от границ и от районов с резкими изменениями потока подземных флюидов.

Выполнение этих условий возможно тогда, когда между рассматриваемыми точками нет разрывных нарушений, резкой смены литолого-фациального состава водовмещающих пород, когда масштаб фильтрационной неоднородности значительно больше расстояния между выбранными точками, которые должны располагаться или в пределах одной структуры, или даже ее части.

Из вышеперечисленных ограничений видно, что метод фильтрационной силы требует детального и надежного геологического обоснования, что часто невозможно из-за дефицита информации. Вместе с тем для оценки потенциального движения и его направления этот метод может применяться лишь в редких случаях из-за пластово-блокового стро-

ения глубоких горизонтов НГБ и существования в связи с этим непроницаемых или весьма слабопроницаемых границ между блоками, т.е. резкой неоднородностью емкостных и фильтрационных свойств пород.

Это прекрасно иллюстрируется на примере Восточно-Предкавказского нефтегазоносного бассейна, для которого применялся метод определения величины и направления вектора фильтрационной силы (и сопоставлялся с другими методами).

2.3. Прямой метод оценки направлений движения глубоких флюидов переменной плотности

В связи с существующими и непрекращающимися дискуссиями о возможности (невозможности) использования метода приведения пластовых давлений нами [52, 100] предлагается подход, позволяющий в определенных условиях без приведения пластовых давлений оценивать градиенты по фактическим данным с последующим их сравнением с направлениями градиентов, полученными с помощью приведенных давлений.

Очевидно, что если имеются два замера пластового давления в разных скважинах на одной и той же глубине, то не возникает вопроса об их приведении, т.е. в этом случае можно уверенно говорить о наличии или отсутствии градиента между этими двумя скважинами (без учета технических ошибок при замерах пластовых давлений). Но так как абсолютно одинаковые глубины опробования практически не встречаются, то можно выбрать наиболее изученные интервалы разреза, незначительно отличающиеся друг от друга. При оценке латеральных градиентов направлений движения флюидов на конкретных объектах величина выбранных нами интервалов опробования нефтегазоносных горизонтов не превышала 20–30 м. В этом случае, пренебрегая изменением плотности флюида в таком узком интервале разреза, можно говорить о наличии (отсутствии) градиента при перепаде давлений более 0,2–0,3 МПа между двумя или несколькими точками (скважинами).

В исследованиях автора этой книги на реальных природных объектах (гл. 7–10) использовался в основном метод приведения пластовых давлений с оценкой погрешности приведения. Для условий Восточного Предкавказья совместно с методом приведения с оценкой погрешности

использовался метод расчета величины и направления вектора «фильтрационной силы» по А.Е.Гуревичу [43]. Там, где позволяла степень изученности, применялся прямой метод.

2.4. Методы моделирования при изучении движения глубоких флюидов

Методы моделирования можно использовать для решения широкого круга задач. В предлагаемой книге методом моделирования решались следующие задачи:

а) оценка времени сохранения аномально высоких пластовых давлений;

б) распределение давлений в глинистых отложениях при их уплотнении (уравнение фильтрационной консолидации без учета ползучести скелета) для области с равномерно движущейся границей (увеличение геостатической нагрузки);

в) распределение давления при изменении напряженного состояния (под действием внешних сил – тектонических напряжений). Перечисленные задачи решались в тестовой постановке с факторно-диапазонной оценкой.

Методы оценки направлений и величин вертикальных и горизонтальных градиентов пластовых давлений можно использовать лишь для отдельных хорошо изученных площадей, которые довольно неравномерно расположены на территории регионов. Кроме того, что более важно, полученные этими методами результаты не позволяют получить представления о гидрогеодинамике территории в целом, особенно для слабо изученных районов, неравномерно расположенных между хорошо изученными структурами, т.е. не представляется возможным получить пространственную картину распределения пластовых давлений и получить *региональные* представления о гидрогеодинамике нефтегазоносных комплексов (горизонтов). Представления о региональной гидрогеодинамике глубоких флюидов можно получить только при моделировании крупных регионов, рассматривая систему этажно расположенных, предположительно гидродинамически взаимосвязанных в вертикальном разрезе нефтегазоносных комплексов с разделяющими их слабопроницаемыми толщами (покрышками).

В связи с этим для северной части Тимано-Печорского НГБ (в пределах северной части Печорской синеклизы) осуществлялось моделирование всего региона в целом и всего изучаемого разреза от ордовика–силура до пермо-триаса (плоско-пространственная задача) (см. гл. 8).

Для Западно-Сибирского НГБ решалась задача (плоская в разрезе) с целью оценки перераспределения латеральных и вертикальных расходов флюидов в разрезе и роль периферии бассейна в качестве области регионального питания в динамике глубоких флюидов, а также моделирование Салымского нефтяного месторождения.

При моделировании геофильтрации не ставилась цель получить точные количественные оценки (скорости, расходы, интенсивность гидродинамической связи между отдельными нефтегазоносными комплексами), т.к., во-первых, в этом нет необходимости, а во-вторых, это невозможно сделать по следующим причинам: а) слабая и неравномерная изученность по площади и разрезу практически всех регионов; б) невысокая достоверность исходной информации, что определяется задачами и условиями опробования, которое проводится, как правило, лишь с целью опробования отдельных элементов разреза на нефть и газопроявления или других УВ; в) в большинстве случаев отсутствует информация по фильтрационным параметрам коллекторов и покрышек. Процессы, их формирующие, изменяются не только в пространстве, но, вероятно, и во времени, и их однозначная оценка в настоящее время невозможна.

Основной задачей моделирования являлось получение принципиально правильного решения, не противоречащего имеющемуся фактическому материалу и раскрывающего лишь основные закономерности региональной гидрогеодинамики глубоких флюидов. Региональное моделирование геофильтрационных задач осуществлялось в стационарной постановке для естественных (не нарушенных эксплуатацией) условий.

Для Печорского НГБ гидрогеологические условия (северная часть) схематизировались в виде четырехслойной толщи (силурийско-нижнедевонский, верхнефранско-турнейский, верхневизейско-артинский и верхнепермско-триасовый комплексы) с тремя слабопроницаемыми слоями (покрышками: нижнефранской (кыновско-саргаевской), визейской и нижнепермской (кунгурской) флюидоупорными толщами), перекрытой сверху многолетнемерзлыми породами.

Моделирование осуществлялось с привлечением информации по всем скважинам и с учетом максимального количества данных об особен-

ностях геологического строения региона и тектоники. Моделирование геофильтрации было осуществлено для всего региона и для всего изучаемого разреза. Моделировалась четырехпластовая система в масштабе 1:200000 для всей территории и отдельно вал Сорокина в масштабе 1:50000.

Для каждого нефтегазоносного комплекса (коллектора) уравнение фильтрации в общем виде выглядит следующим образом (в стационарной постановке):

$$\partial / \partial x (km \partial P / \partial x) + \partial / \partial y (km \partial P / \partial y) + k_0^u / m_0^u (P_u - P) + k_0^d / m_0^d (P_d - P) + W + \alpha \partial P_0 / \partial t = 0,$$

где: P – приведенное пластовое давление (равенство 2.2), P_u – приведенное пластовое давление в вышележащем коллекторе, P_d – приведенное пластовое давление в нижележащем коллекторе, k_0^u / m_0^u , k_0^d / m_0^d – соответственно, проницаемость и мощность вышележащей и нижележащей покрышек, k и m – проницаемость и мощность коллектора, P_0 – внешнее давление (например, тектонические напряжения), α – коэффициент, учитывающий мощность, пористость и сжимаемость пород и воды, t – время, W – внутренние источники питания или разгрузки.

Отметим, что внешнее воздействие (например геодинамические процессы) имитирует дополнительное питание с тем или иным знаком. Например, при сжатии пластовое давление в системе флюид–порода повышается (положительный источник питания), а при растяжении наоборот. При моделировании зон с аномально высокими пластовыми давлениями питание задавалось постоянным (но минимальным) при проницаемости пограничного слоя $n \cdot 10^{-(10-11)}$ м/сут.

Вся изучаемая область разбивалась прямоугольной неравномерной сеткой (линейные размеры блоков менялись от 1 до 8 км) с таким расчетом, чтобы все имеющиеся скважины и геологические границы (прежде всего тектонические нарушения) попадали в центры блоков.

Граничные условия обосновывались с учетом всей имеющейся информации:

- 1-го рода, если на границу попадали скважины с данными по замеренным пластовым давлениям;
- 2-го рода с нулевым расходом по разломам (в отдельных случаях ее приходилось открывать в процессе решения обратной задачи);

– 3-го рода на границе с акваторией моря и в отдельных блоках внутри изучаемой области (как правило, на границах сочленения крупных структурных элементов).

Задача решалась в стационарной постановке в связи с тем, что в районе исследования не осуществлялась эксплуатация месторождений нефти, газа, промышленных и термальных вод (за исключением месторождений в южной части Колвинского мегавала). Таким образом, здесь сохранились естественные гидрогеодинамические условия, а геологические процессы, влияющие на формирование глубоких флюидов, имеют скорости значительно меньшие, чем скорости перераспределения давления в пласте, и не сказываются на современных гидрогеодинамических условиях [52]. Исключение составляют быстрые сейсмические процессы, а район исследования не относится к сейсмически активным районам.

В процессе решения обратной задачи корректировалась проницаемость нефтегазоносных комплексов и флюидоупоров. Решение считалось законченным, когда модельные значения давлений соответствовали природным (фактическим), а горизонтальные и вертикальные градиенты совпадали по величине и направлению. Точность решения составляла 0,5 МПа (2%), что равно максимальной погрешности приведенных давлений. В процессе решения задачи при корректировке модели приходилось уменьшать проницаемость нефтегазоносных комплексов до $10^{-(4-5)}$ м/сут, а межпластовую проницаемость до $10^{-(10-11)}$ м/сут, т.е., по существу, задавать непроницаемые границы. В ряде случаев в изучаемой области приходилось задавать граничные условия 2-го рода с нулевым расходом.

В результате решения обратной задачи получены значения пластовых давлений по всей изучаемой области, что было использовано при построении гидродинамических схем для всех нефтегазоносных комплексов, а также гидродинамических профилей. Кроме того, результаты моделирования позволили оценить величину и направление вертикального градиента, т.е. оценить межпластовое взаимодействие (см. гл. 8). На основе анализа этих результатов были получены представления об особенностях региональной динамики подземных флюидов глубоких горизонтов северной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна в пределах северной части Печорской синеклизы (на западе – Колвинский мегавал, на востоке – Сорокинский вал, на юге – гряда Чернышева, на севере – акватория моря).

Сопоставление направлений латеральных градиентов, полученных различными методами, показало, что наиболее хорошо совпадают направления градиентов, полученных по фактическим замерам пластового давления и методом приведения пластовых давлений с оценкой погрешности их приведения. Довольно неоднозначные результаты получаются при использовании метода локальных градиентов и попарно последовательного приведения пластовых давлений. Это объясняется, по-видимому, тем, что не учитывается изменение плотности воды между точками, для которых осуществляется расчет, особенно при больших расстояниях по вертикали между ними при существенном изменении плотности флюида по глубине.

Распределение пластовых давлений на изучаемой территории, полученное по результатам моделирования, не противоречит направлениям латеральных градиентов, полученным методом приведения пластовых давлений с оценкой погрешности приведения и прямым методом.

2.5. Методы построения региональных пьезометрических карт нефтегазоносных комплексов

Региональные пьезометрические карты глубоких флюидов нефтегазоносных комплексов строятся с целью региональных прогнозов перспектив нефтегазоносности. Достоверность этих прогнозов определяется достоверностью карт, отражающих направления движения глубоких флюидов.

Как правило, при изучении *региональной флюидодинамики* нефтегазоносных комплексов среди многих значений пластовых давлений на локальных структурах высокого порядка (которые в региональном плане являются одной точкой) выбирается одно-два значения пластовых давлений. Эти значения приведенных пластовых давлений или усредняются или выбирается какое-либо значение по одной из нескольких скважин. Затем осуществляется интерполяция с такими же случайно выбранными точками на соседних структурах или даже через несколько структур.

Выбор тех или иных значений приведенных пластовых давлений, как правило, не обосновывается, а выбирается случайно или исходя из концепции исследователя о региональном характере движения флюидов, что

вносит значительный элемент субъективности при региональных гидрогеодинамических построениях. Именно по этой причине региональные пьезометрические карты, построенные разными исследователями для одного и того же продуктивного комплекса (горизонта), мало похожи друг на друга.

Такой подход к построению региональных пьезометрических карт, несомненно, искажает реальную флюидогеодинамическую ситуацию. Если при этом не учитываются геологические условия региона: наличие границ между структурами, тектонические нарушения, зоны выклинивания или фациального замещения и др., то достоверность региональных флюидогеодинамических карт и прогноз перспектив нефтегазоносности, построенных таким образом, вызывают серьезные сомнения.

Поэтому ясно, что изучение региональной флюидогеодинамики невозможно без исследования флюидогеодинамической ситуации на локальных, хорошо изученных площадях (структурах) с привлечением информации по гидродинамическому, гидрогеохимическому опробованию, геотермии, фильтрационным свойствам флюидовмещающих пород.

Такой подход от частного к общему (изучение ситуации на локальных структурах с последующим региональным обобщением) существенно отличается от подходов, применяющихся в настоящее время. Он позволяет использовать весь фонд скважин, пробуренных и опробованных, максимально учесть геологическое строение, тектонические условия и др., т.е. осуществить комплексный анализ всей имеющейся информации. Такой подход позволяет получить результаты, наиболее достоверно отражающие реальную природную ситуацию [51, 54, 100].

В наших исследованиях по конкретным регионам (гл. 7–10) изучение флюидогеодинамических условий на отдельных площадях (построение пьезометрических карт) по всем объектам проводилось в масштабе 1:10000–1:50000. В последующем карты-схемы крупного масштаба сводились на карты более мелкого масштаба.

На рисунках 2.3–2.5 показаны схемы движения флюидов для условий Восточного Предкавказья (нижнемеловой водоносный комплекс), верхнефранско-турнейский водоносный комплекс Печорской синеклизы и нижнемеловой комплекс Западной Сибири. На схемах отражены региональные потоки. Схемы построены с использованием классического подхода путем осреднения пластового давления на отдельных площадях и использования только единственного осредненного значения по ним или данных по одиночным скважинам.

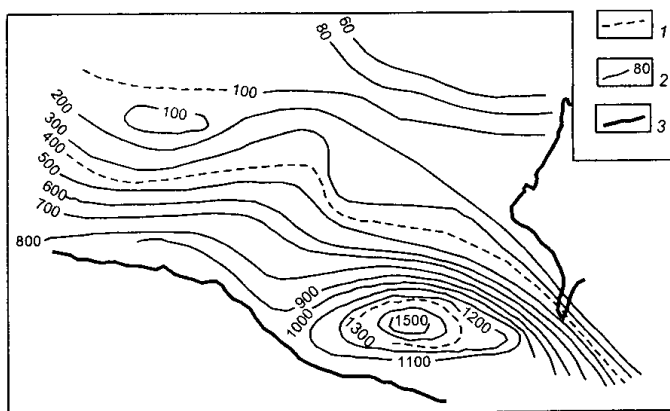


Рис. 2.3. Схема пьезометрической поверхности подземных вод нижнемеловых отложений Восточного Предкавказья (по В.А.Кротовой)

1 – выходы нижнемеловых отложений на поверхность; 2 – изолинии приведенных уровней, м; 3 – береговая линия Каспия

Ниже для сравнения будут показаны врезки к этим схемам, построенным с использованием всей имеющейся достоверной информации по всем структурам (см. гл. 7–9). Из этих врезок видно, что региональные потоки глубоких флюидов в принципе существовать не могут из-за пластово-блокового строения глубоко погруженных частей НГБ.

2.6. Методы построения гидродинамических карт

Для однозначного ответа на вопрос: с чем связано региональное падение приведенных пластовых давлений (напоров) флюидов от периферии к центральным, погруженным частям нефтегазоносных бассейнов, необходимо строить не только пьезометрические карты, но также гидродинамические карты или схемы (ортогональная сетка напоров (приведенных давлений флюидов) и линий тока). Кроме того, необходимо построение схем изменения латеральных расходов флюидов вдоль линий (лент) тока (при наличии информации по фильтрационным свойствам коллекторов), что позволяет выявить основные флюидогеодинамические особенности того или иного региона, а также выделить гидродинамические зоны с различной интенсивностью водообмена [52–54].

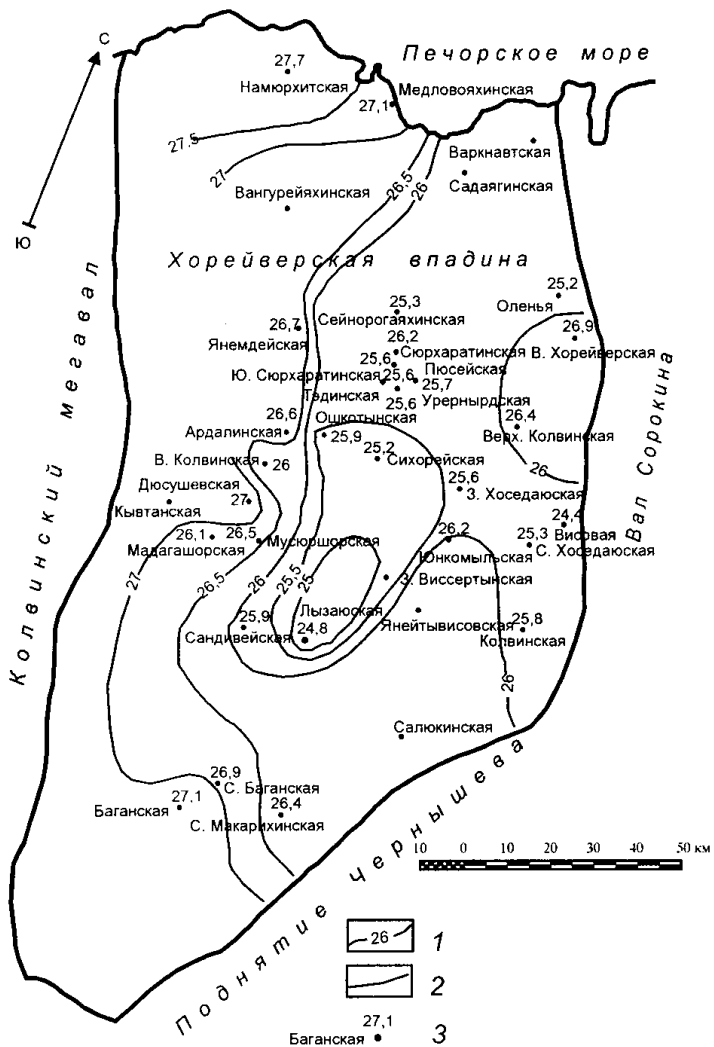


Рис. 2.4. Схема пьезометрической поверхности подземных вод верхнефранко-турнейского водоносного комплекса Хорейверской впадины (Печорский НГБ)

[Корзун, 1996]

1 – изолинии гидродинамического потенциала, МПа; 2 – границы Хорейверской впадины; 3 – структуры и значения гидродинамических потенциалов, МПа

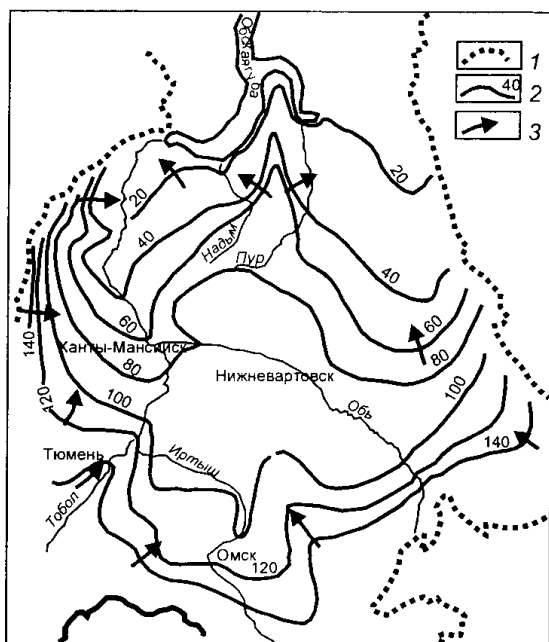


Рис. 2.5. Карта динамики подземных вод готерив-барремской водонапорной толщи Западно-Сибирского НГБ (по В.В.Нелюбину)

1 – границы водонапорной толщи; 2 – пьезоизогипсы, м; 3 – направления движения подземных вод

Проведение линий (лент) тока на картах пьезометрической поверхности и осуществление гидродинамических расчетов (латеральных расходов на единицу ширины потока) позволяет по-новому взглянуть на динамику флюидов краевых зон НГБ и выявить особенности гидродинамической взаимосвязи глубоких флюидов с верхним гидрогеологическим этажом НГБ и с поверхностью.

Так, на гидродинамических схемах возможно выделение областей с замкнутым формированием подземного стока, исключая возможность влияния краевых зон артезианских бассейнов на формирование глубоких подземных вод (см. гл. 7, 9, 10). Такая ситуация возникает при наличии хорошо развитой речной сети, глубоко врезанных озер, дренирующая роль которых оказывается определяющей в формировании подземных вод (юг Западной Сибири). Кроме того, это позволяет подой-

ти к выделению гидродинамических зон с различной интенсивностью флюидообмена: активного, замедленного и весьма замедленного.

Схемы относительного изменения латеральных расходов строятся на основе гидродинамических схем (ортогональная сетка изолиний равных пластовых давлений (напоров) и линий тока). Расчеты ведутся по закону Дарси (необходимое условие – наличие карты гидрогеологических параметров) для каждого узла гидродинамической схемы вдоль линии или ленты тока. Таким образом, получается карта с точечными значениями величин латеральных расходов. Затем с использованием линейной или иной интерполяции между точками строится карта изменения единичных латеральных расходов в плане.

Схемы относительного изменения единичных расходов подземных вод являются, по нашему мнению, наиболее удобной формой представления фактического материала и результатов соответствующих расчетов, т.к. достаточно полно характеризуют региональные закономерности изменения не только расходов подземных флюидов, но и градиенты, скорости движения и величины перетекания (вертикального гидродинамического взаимодействия смежных нефтегазоносных (водоносных) комплексов); позволяют сравнивать гидродинамические условия отдельных продуктивных комплексов, находящихся в различных геолого-структурных условиях; дают представление о времени (сроках) флюидообмена и возможность для гидродинамического районирования НГБ (см. гл. 7, 9, 10). Степень информативности таких схем значительно повышается в сочетании с графиками, отражающими региональные изменения единичных расходов флюидов вдоль линий тока в различных геоморфологических, геолого-структурных и гидрогеологических условиях.

Такие расчеты были проведены для Западно-Сибирского, Восточно-Предкавказского и Бухаро-Каршинского НГБ, краевые зоны которых достаточно хорошо изучены, т.е. это возможно там, где имеется необходимая для моделирования и гидродинамических расчетов информация.

2.7. Методика изучения температурного поля и поля концентраций

При исследовании флюидогеодинамики нефтегазоносных горизонтов (комплексов), как правило, приходится сталкиваться с такими трудностями, как недостаток и в ряде случаев малая достоверность ис-

ходной гидродинамической информации. Это обстоятельство определило необходимость не только гидрогеодинамического анализа, но и анализа иных данных, которые могут косвенно свидетельствовать об особенностях гидрогеодинамики отдельных регионов. Это, прежде всего, температура и минерализация флюида. Как известно, на распределение в пространстве и величину пластового давления кроме чисто гидродинамических факторов могут влиять и другие, например физико-химические процессы, тектонические движения, которые приводят к изменению температуры, минерализации и химического и газового состава флюида. В связи с этим анализ закономерностей и особенностей полей температуры и минерализации, а также отдельных компонентов химического состава может помочь в понимании гидрогеодинамической ситуации.

Существующие на настоящий момент представления о температурном поле предполагают закономерное увеличение температуры с глубиной (геотермический градиент). Построение карт и разрезов, как правило, основано на осреднении вертикального температурного градиента по отдельным площадям или скважинам в пределах площадей, причем последующие построения часто проводятся не только по глубинным срезам, но и по нефтегазоносным комплексам, что может приводить к результатам, не отражающим природную ситуацию. Например, осреднение вертикального градиента – к отсутствию или малому значению латерального температурного градиента, как в пределах отдельных площадей (структур), так и между ними и, следовательно, к упрощенному представлению о распределении температурного поля или к полному его искажению.

Чтобы исключить ошибки, связанные с пересчетом температуры на единые температурные срезы, изучение температурного поля в плане проводилось там, где это было возможно (предполагает хорошую степень изученности), с выборкой замеров температур в узком интервале разреза (20–30 м). В этом случае перепад температур более одного градуса (нормальный температурный градиент – 3°C на 100 м) давал основание говорить о наличии *латерального* температурного градиента между двумя точками (скважинами).

Точно такой же подход применялся к изучению гидрогеохимического поля. Обычно изучение региональных закономерностей этого поля заключается в построении карт минерализации и различных компонентов химического состава подземных вод. В этом случае значение

минерализации выбирается одно на структуру для всего водоносного (нефтегазоносного) комплекса, что при значительных мощностях комплексов (как правило, первые сотни метров) и больших вариациях литолого-фациального состава пород неправомерно. Чтобы избежать этого, поле минерализации изучалось на локальных структурах центральной части Хорейверской впадины, ряде структур Сургутского свода (Западно-Сибирский НГБ) и в других районах, т.е. там, где имела достаточно полная и достоверная информация. Чтобы определить наличие и направление градиента минерализации между точками (скважинами), выбирались такие значения минерализации (или отдельные компоненты химического состава), которые были замерены практически на близких глубинах с интервалом не более 50 м. В результате были построены схемы латеральных градиентов минерализации и изучено ее распределение в пространстве в пределах хорошо изученных структур [100].

Кроме того, для подтверждения основных выводов привлекалась часто разрозненная и отрывочная (что связано с крайне неравномерной изученностью глубоких горизонтов отрицательных структур) информация по палинологии, тектонике, минералогии, геохимии, коллекторским свойствам пород и покрышек и другая, опубликованная в многочисленных статьях, монографиях и в производственных отчетах.

Глава 3

К ВОПРОСУ О РОЛИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ГЛУБОКИХ ФЛЮИДОВ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НГБ

3.1. Роль периферии НГБ в питании глубоких флюидов

В настоящее время в подавляющем большинстве случаев решение научных и практических задач основывается на представлениях о существовании региональных, гидродинамически единых потоков глубоких флюидов. В связи с этим представляется необходимым рассмотреть вопрос о роли периферии нефтегазоносных бассейнов (региональных областей питания) на гидрогеодинамику глубоких горизонтов.

Прежде всего следует ответить на вопрос о том, достаточной ли энергией обладают флюиды, сформированные в обрамлении НГБ (региональные области инфильтрационного питания), для совершения работы по преодолению горизонтального фильтрационного сопротивления на расстоянии в сотни и тысячи километров, а также для последующего преодоления вертикальных фильтрационных сопротивлений в пределах морских и океанических впадин (как принято считать – региональные области разгрузки).

Для решения этого вопроса рассмотрим соотношение вертикальных (R_z) и горизонтальных ($R_{x,y}$) фильтрационных сопротивлений по направлению движения подземных флюидов с учетом приращения области

фильтрации при удалении от краевых областей НГБ и вообще слоистых систем отрицательных структур (синеклизы, меж- и внутригорные впадины).

Как следует из закона Дарси, равенства для фильтрационных сопротивлений на единицу ширины потока подземных флюидов записываются в конечно-разностной форме в виде (при этом предполагается в соответствии с предпосылкой Мятлева-Гиринского, что движение флюидов по коллекторам имеет только горизонтальную составляющую скорости фильтрации, а в слабопроницаемых отложениях – только вертикальную) [52–54]:

$$R_{x,y} = \Delta x, y / km; \quad Rz = m_0 / k_0 \Delta x, \Delta y, \quad 3.1$$

где: m и m_0 – соответственно, мощность хорошо- и слабопроницаемых отложений, k и k_0 – коэффициенты фильтрации (проницаемости) хорошо- и слабопроницаемых отложений, $\Delta x, y$ – приращение области фильтрации по осям x и y .

Для НГБ характерно резкое несоответствие между площадью распространения отложений осадочного чехла (сотни тысяч и миллионы квадратных километров) и его мощностью (первые километры). Геометрические размеры бассейнов приводят к тому, что поток подземных флюидов по напластованию нефтегазоносных горизонтов, направленный от периферии бассейнов в направлении погружения пластов, испытывает постоянно возрастающее горизонтальное фильтрационное сопротивление ($R_{x,y}$), которое прямо пропорционально длине пути фильтрации, что хорошо видно из равенства 3.1. Суммарная восходящая разгрузка флюидов постоянно возрастает в том же направлении за счет уменьшения суммарного вертикального сопротивления (R_z) в связи с увеличением пло-

щади ($\Delta x \cdot \Delta y$) восходящей фильтрации, т.е. $\sum \varrho_{x,y} \rightarrow 0$.

Из этого следует, что в связи с постепенным приращением области фильтрации по направлению движения флюидов на некотором удалении от границ региональных областей инфильтрационного питания горизонтальные фильтрационные сопротивления оказываются сопоставимыми с суммарным вертикальным фильтрационным сопротивлением.

Для простоты положим, что мощности коллектора и разделяющих слабопроницаемых отложений равны или пропорционально возрастают

при удалении от краевых зон отрицательных слоистых структур (любая разница в мощностях принципиального значения не имеет), а проницаемость покрышек (преимущественно глинистых отложений) в 10^5 – 10^6 раз меньше проницаемости коллекторов. Тогда отношение фильтрационных сопротивлений запишется:

$$R_{x,y} / R_z = (\Delta x / m)^2 \cdot (10^6 - 10^5). \quad 3.2$$

Из равенства 3.2 видно, что горизонтальные фильтрационные сопротивления увеличиваются пропорционально квадрату расстояния от краевых зон НГБ в направлении погружения пластов, а суммарные вертикальные сопротивления с той же интенсивностью убывают (рис. 3.1). Из рисунка видно, что горизонтальные фильтрационные сопротивления превышают вертикальные на расстояниях от единиц до десятков километров в зависимости от мощности пород и соотношения проницаемости коллекторов и слабопроницаемых пород.

Следовательно, закономерным является наличие трех направлений движения флюидов – планового (латерального) и вертикального в пределах относительно узкой области вдоль краевых зон артезианских бассейнов, а на больших расстояниях (десятки километров и более) преобладающей становится суммарная вертикальная фильтрация флюидов (см. рис.3.1) при сокращении латеральной.

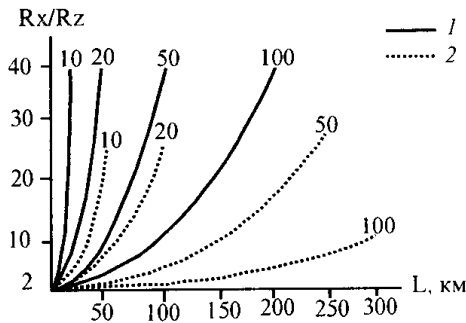


Рис. 3.1. Изменение соотношения вертикальных и горизонтальных фильтрационных сопротивлений при удалении от периферии бассейна

1 – при соотношении коэффициентов фильтрации 10^5 м/сут; 2 – то же, при 10^6 м/сут. Цифры у кривых – мощность коллекторов и покрышек, м

Таким образом, потоку подземных флюидов для совершения наименьшей работы энергетически «выгоднее» преодолеть сопротивление слабопроницаемых пород, чем двигаться в направлении непрерывно возрастающего фильтрационного сопротивления по напластованию пород при их погружении к центральным частям НГБ (отрицательных слоистых структур).

Процесс перехода в область с преобладающим вертикальным направлением движения подземных флюидов закономерен и повсеместен, и его следует рассматривать как общую закономерность для отрицательных слоистых структур (артезианские бассейны, меж и внутригорные впадины) [52].

Как будет показано ниже, на конкретных объектах (см. гл. 7, 9, 10) эта закономерность проявляется независимо от геологических, структурно-тектонических особенностей, возраста и гидрогеологических условий НГБ. Эти особенности регионов или отдельных их частей определяют лишь характер пространственного изменения потоков подземных флюидов. Но в любом случае весь поток флюидов, сформированный в региональных областях питания, опосредованно через систему водоносных комплексов и слабопроницаемых отложений попадает на поверхность в речную сеть и только потом в морские и океанические впадины с поверхностным стоком.

При отсутствии речной сети в аридных и полуаридных районах (например, Туранская плита, Калмыкия и др. районы) глубокие флюиды попадают в приповерхностные горизонты, и их разгрузка осуществляется путем испарения. Именно по этой причине в этих районах наблюдается обратная гидрохимическая зональность, выражающаяся в высокой минерализации грунтовых вод, которая вниз по разрезу до определенных глубин убывает.

В равенстве 3.1 не учитывалось изменение фильтрационных свойств коллекторов и слабопроницаемых толщ. Как будет показано ниже (см. гл. 6), водопроницаемость (произведение мощности на коэффициент фильтрации) коллекторов платформенного чехла НГБ по мере погружения водоносных комплексов (до определенных глубин) уменьшается. В краевых зонах в связи с опесчаниванием разреза проницаемость глинистых отложений наибольшая. Эти закономерности приводят к еще большему изменению в соотношении горизонтальных и вертикальных фильтрационных сопротивлений в пользу преобладания вертикальной составляющей фильтрации флюидов над горизонтальной.

В самом деле, в соотношении $R_{x,y} = \Delta x, y / km$ знаменатель убывает. Значит, при удалении от краевых зон НГБ горизонтальное фильтрационное сопротивление по напластованию пород с глубиной их погружения непрерывно увеличивается. Следовательно, увеличивается работа, которую должен совершить латеральный поток флюидов на пути своего движения. С учетом уменьшения фильтрационных сопротивлений коллекторов по напластованию пород расстояние, на котором вертикальные фильтрационные сопротивления будут меньше горизонтальных, сократится значительно, чем это показано на рисунке 3.1.

При постоянном значении водопродимости отложений изменение латеральных расходов будет описываться экспоненциальной функцией [52–54], при переменной, более сложной, но тоже убывающей. Очевидно, что при уменьшении водопродимости в направлении потока подземных флюидов сокращение латеральных расходов будет более резко выражено. Если принять изменение водопродимости в виде экспоненциальной функции для краевой области НГБ [52], то отношение единичных расходов флюидов будет равно:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{(km)_1 \Delta H_1 / \Delta L}{(km)_2 e^{-\alpha \Delta L} \Delta H_2 / \Delta L} \quad \text{или} \quad \frac{Q_1}{Q_2} = \gamma e^{\alpha \Delta L} \gamma = const = \frac{(km)_1 \Delta H_1}{(km)_2 \Delta H_2},$$

т.е. при неоднородном строении поля коллекторских свойств пород уменьшение градиентов, скоростей и расходов подземных флюидов на одном и том же расстоянии будет происходить (при данной закономерности изменения водопродимости) по меньшей мере, в $e^{\alpha \Delta L}$ раз быстрее, чем в однородной среде.

Сокращение латеральных расходов флюидов в одних случаях происходит плавно и постепенно, а в других – может испытывать значительные колебания на относительно небольших расстояниях. Характер изменения единичных расходов флюидов вдоль линий тока (как, впрочем, и градиентов) определяется при прочих равных условиях интенсивностью гидродинамической взаимосвязи слоистых элементов разреза нефтегазоносных (водоносных) горизонтов между собой и с поверхностью.

Высказанное выше подтверждается моделированием и гидродинамическими расчетами (см. гл. 7, 9, 10), по результатам которых строи-

лись карты и графики изменения латеральных расходов флюидов в направлении периферия – центр НГБ. При построении гидродинамических карт, схем и графиков изменения единичных латеральных расходов флюидов на конкретных объектах величина единичного расхода в областях выхода отложений на дневную поверхность принималась за 100% по одной из линий тока, к которому относились величины единичных расходов вдоль других линий тока, что позволило для условий Западной Сибири построить плановую схему изменения единичных латеральных расходов подземных флюидов для апт-сеноманского и ниже-среднеюрского водоносных комплексов.

На сокращение латеральных расходов флюидов в направлении периферия–центр отрицательных структур, несомненно, влияет наличие разрывных нарушений, нередко отделяющих платформы от горно-складчатых сооружений. Независимо от их гидрогеологической роли (проницаемые или непроницаемые), они всегда являются гидродинамической границей, препятствующей латеральному движению подземных флюидов. В случае если они непроницаемы, то это очевидно. Если разломы или приразломные зоны на отдельных участках проницаемы, то по ним осуществляется вертикальная разгрузка, что приводит к частичному или полному сокращению латерального потока флюидов.

Таким образом, изменение в соотношении вертикальных и горизонтальных фильтрационных сопротивлений, наличие разломов или крупных речных дрен (нередко связанных с разломами различного порядка) обуславливает закономерное сокращение латеральных расходов и скоростей движения глубоких флюидов при удалении от краевых зон слоистых отрицательных структур.

При этом рассредоточенная по площади вертикальная разгрузка флюидов (как правило, путем перетекания) осуществляется через слабопроницаемые, в основном глинистые породы, а при наличии субвертикальных разломов или речной сети различного порядка происходит концентрированная разгрузка (нередко выражающаяся в пьезометрической поверхности глубоких флюидов) в пределах относительно узких, порой линейно вытянутых локальных зон [52, 54].

Таким образом, есть основание утверждать, что значимая роль региональных областей питания глубоких флюидов проявляется лишь в относительно узкой полосе, примыкающей к региональным областям инфильтрационного питания, а *региональные потоки подземных флюидов (на сотни и тысячи километров) в слоистых системах отрицательных*

структур не могут иметь места. Это явление закономерно и повсеместно.

К сожалению, при оценке перспектив нефтегазоносности регионов чаще всего исходят из существования региональных потоков флюидов по всей площади распространения отдельных элементов слоистых систем НГБ. В связи с вышеизложенным необходимо менять такой подход к оценке регионального движения глубоких флюидов.

3.2. Гидродинамическая зональность НГБ

Существующие представления о гидродинамической зональности НГБ основаны на различных базисах (глубинах) дренирования подземных флюидов поверхностными водоемами и водотоками – местными и региональными, а также на положении в разрезе региональных относительных флюидоупоров.

Эти принципы, абсолютно верные по существу, вносят значительную неопределенность в положение гидродинамических зон в пространстве и могут быть использованы только при прочих равных условиях, что редко возможно в связи со значительными изменениями природных условий даже в пределах границ одного НГБ. Границы гидродинамических зон определяются не только положением местных и региональных базисов дренирования флюидов, но и особенностями геологического строения того или иного участка НГБ, наличием разломов, характером слоистости, литологическим составом пород и другими факторами.

Существующие сложности выделения гидродинамических зон, особенно в плане, вынуждают искать новые пути решения этого вопроса.

На рисунке 3.2 показана принципиальная схема формирования подземных флюидов вдоль линии тока в направлении погружения водоносных горизонтов (комплексов) от краевых зон НГБ к их наиболее погруженным районам [27, 52–54].

В области I вследствие расчлененности рельефа, неглубокого залегания водовмещающих пород, наличия речной сети, зон питания различного порядка (региональных и местных), малой мощности перекрывающих слабопроницаемых пород и их опесчанивания подземный сток тесно связан с поверхностными факторами и испытывает резкие изменения в пространстве. В этой области на относительно небольших расстояниях существенно меняются градиенты, скорости и расходы подземных

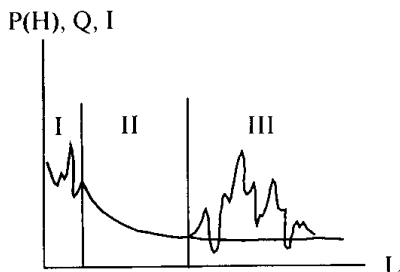


Рис. 3.2. Принципиальная схема изменения вдоль линий тока пластовых давлений (P) (напоров H), латеральных расходов (Q) и градиентов давлений при удалении от периферии бассейна

I, II, III – зоны, соответственно, активного, замедленного и весьма замедленного водообмена

флюидов. По терминологии большинства исследователей (см. гл. 1), эта область соответствует зоне активного (интенсивного) водообмена.

При погружении коллекторов или при наличии мощных слабопроницаемых пород, примыкающих непосредственно к краевым зонам и перекрывающих водоносные комплексы, эта зона (активного водообмена) может практически отсутствовать или быть слабо выраженной. Однако в большинстве случаев положение в плане местных областей питания и разгрузки в краевых зонах обуславливает сложную картину движения подземных флюидов (см. гл. 7, 9, 10). Эта область наиболее динамична с точки зрения изменения градиентов, скоростей и расходов подземных флюидов. Основной особенностью зоны активного водообмена является влияние только экзогенных факторов.

Непосредственно к области I примыкает область II – погружения водовмещающих пород, которые перекрываются слабопроницаемыми породами и другими нефтегазоносными (водоносными) комплексами и горизонтами, мощность которых при погружении, как правило, возрастает.

В этой области осуществляется преимущественно рассредоточенная вертикальная разгрузка флюидов при непрерывно сокращающемся латеральном потоке. Это обуславливает снижение практически до нуля градиентов, скоростей и расходов подземных флюидов, что связано с изменением в соотношении вертикальных и горизонтальных фильтрационных сопротивлений. Эта область с внешней стороны (краевая

область отрицательных слоистых структур) ограничивается подземным гидравлическим водоразделом, от которого в сторону внутренних погруженных районов НГБ происходит постепенное плавное изменение параметров потока флюидов (пластовые давления, скорости, расходы, градиенты) при наличии зоны активного водообмена или по границе распространения нефтегазоносных (водоносных) комплексов – при ее отсутствии.

По своему положению эта зона может рассматриваться как переходная от зоны активного к зоне весьма замедленного водообмена. И по этой причине на формирование подземных флюидов, и прежде всего на гидрогеодинамику, могут влиять как поверхностные факторы, так и внутренние (эндогенные).

В наиболее погруженных частях слоистых отрицательных структур (см. рис.3.2) расположена зона весьма замедленного (пассивного) водообмена – область III. В ее пределах влияние краевых частей отрицательных структур не проявляется. Подземный поток флюидов является местным и определяется в основном внутренним структурным планом территории, разрывной тектоникой. Основным видом движения в этой зоне является вертикальная фильтрация под действием главным образом эндогенных факторов. Источники питания определяются внутренними процессами. Для этой зоны характерны различные аномалии: гидродинамические, гидрохимические, температурные, газовые и другие. При отсутствии аномалий наблюдается слабое безградиентное изменение параметров потока флюидов

Граница между зонами активного и замедленного водообмена расположена близко к области местного питания, наиболее удаленной от краевых областей отрицательных структур (см. рис.3.2). Проводить границу зон активного и замедленного водообмена, например, по гипсометрическому положению базиса дренирования неправомерно, т.к. известно, что глубина дренирующего воздействия речной сети зависит от совокупного влияния многих факторов, определяющих динамику подземных флюидов и взаимодействие нефтегазоносных (водоносных) горизонтов.

Для сложнопостроенных отрицательных структур с наличием местных и региональных относительных водоупоров глубину полного дренирующего воздействия при условии равенства притока по напластованию и вертикальной разгрузки флюидов можно оценить из равенства [26]:

$$m_0 = \Delta H_g k_0 L^2 / \Delta H_g T, \quad 3.3$$

где L – ширина области разгрузки, определяемая по соотношению перепадов уровней подземных флюидов ($\Delta H_o, \Delta H_z$ – разность уровней латерального потока в области разгрузки, T – водопроницаемость вмещающих пород, k_o – проницаемость слабопроницаемых отложений).

Расчеты по равенству 3.3 при реальных значениях входящих в него параметров показывают [26], что полное дренирование водоносных горизонтов возможно при суммарной мощности слабопроницаемых пород до 200 м, а мощность зоны активного водообмена может достигать 500 м и более. Естественно, что глубина неполного дренирования может быть значительно больше.

Таким образом, зоны активного водообмена в разрезе можно определять из приведенного выше равенства. В плане граница зоны активного водообмена определяется из совокупности точек, полученных по результатам расчетов для различных геолого-структурных, гидрогеологических и геоморфологических условий.

Другой путь картирования зон активного и замедленного водообмена основан на анализе и расчетах единичных расходов по гидродинамической сетке потока флюидов совместно с картой водопроницаемости.

В этом случае граница между зонами с различным водообменом расположена между областью с резкой деформацией потока флюида и областью, где эти изменения носят относительно плавный характер с уменьшением параметров потока (пластовые давления (напоры), градиенты, скорости) в направлении внутренних погруженных частей отрицательных структур (см. рис.3.2, гл. 7, 8, 10).

Для обоснования границ гидродинамических зон необходимо строить графики изменения элементов потока (прежде всего расходов, градиентов и напоров) вдоль линий тока (или лент тока) [52]. При построении их в относительных координатах, например $q(x)/q(0) - x/L$ (где $q(0)$ – расход подземных флюидов по границе отрицательных структур (начало координат); $q(x)$ – то же, в любой точке x , расположенной на линии тока; L – общая длина линии тока), будут видны все закономерности изменения подземного потока флюидов по напластованию пород (см. гл. 7–10). В частности, могут быть выделены внутренние области (источники) питания и области разгрузки подземных флюидов и их роль в формировании подземного потока.

При отсутствии внутренних источников питания и разгрузки характер кривой должен быть плавным и не выходить за пределы области II

по оси координат. При их наличии будут наблюдаться экстремальные значения $q(x)$, $J(x)$ и $P(x)$ или $H(x)$, которые могут снижаться до нуля (полная загрузка) или превышать единицу (дополнительное питание).

Экстремальные значения возникают также при резком изменении фильтрационных свойств пород, например, при наличии непроницаемых границ (в частности, залеченных разломов, зон выклинивания и др.). Однако очевидно, что в этом случае экстремальные значения параметров потока флюидов не будут превышать единицы.

Схемы изменения единичных расходов подземных флюидов в плане более информативны, чем пьезометрические карты, так как достаточно полно характеризуют региональные изменения расходов подземных флюидов, их градиентов, скоростей движения и величин перетекания. Они позволяют сравнивать гидродинамические условия окраинных зон отрицательных слоистых структур, оценивать влияние геолого-структурных условий и взаимодействие подземных флюидов в вертикальном разрезе. Степень информативности этих схем повышается в сочетании с графиками, отражающими региональные изменения расходов подземных флюидов вдоль линий тока в различных геоморфологических, геолого-структурных и гидрогеологических условиях.

Предлагаемый метод выделения границ гидродинамических зон показывает принципиальные изменения подземного стока вдоль линии тока и позволяет выявить общие закономерности его формирования в плане и разрезе отрицательных слоистых структур.

Границу зон замедленного и весьма замедленного водообмена можно выделить, исходя из следующих соображений. В соответствии с существенным влиянием фильтрационных сопротивлений (и их соотношением) на перераспределение подземного потока по напластованию водовмещающих пород замедляющееся латеральное движение по пласту сопровождается возрастающей суммарной разгрузкой по площади зоны замедленного водообмена (область II, см. рис.3.2). В связи с этим в направлении погружения нефтегазоносных (водоносных) комплексов сокращаются расходы и скорости движения подземных флюидов, выполаживается их пьезометрическая поверхность в горизонтальной плоскости. В некоторой точке пласта (вдоль линии тока) эти расходы и скорости могут оказаться столь малыми, что будут сопоставимы со скоростями иных процессов, например, молекулярной диффузии.

Для оценки влияния массопереноса, конвективной и диффузионной составляющих можно использовать критерий Пекле:

$$P_e = x v/d,$$

где x – характерный размер области фильтрации (миграции), v – скорость фильтрации, d – коэффициент молекулярной диффузии. По данным И.С.Пашковского, при P_e менее 0,1 конвективной составляющей можно пренебречь. Массоперенос в этом случае будет осуществляться только за счет молекулярной диффузии.

Другими словами, при достижении некоторых значений скоростей движения подземных флюидов миграция вещества (включая воду) в зоне весьма замедленного водообмена будет определяться иными процессами. Эту границу можно считать границей зон замедленного и весьма замедленного водообмена. В направлении линии тока она расположена там, где более 90% инфильтрационного питания разгружается в вышележащие отложения.

Как указывали Н.А.Огильви, А.Н.Клюквин (1978 г.), в связи с уменьшением скоростей фильтрации и ростом теплового потока с глубиной на некоторых глубинах процессы фильтрации подавляются и начинает преобладать миграция вещества под действием тепловых полей, т.е. в любом случае движение подземных флюидов под действием гидростатического давления с внешних (периферийных) частей отрицательных слоистых структур ограничивается на некоторых расстояниях и глубинах, где начинают преобладать иные процессы, и прежде всего эндогенные.

Приведенный критерий выделения границы зон замедленного и весьма замедленного водообмена затруднительно использовать на практике в связи с отсутствием необходимых параметров: скоростей движения подземных флюидов, коэффициентов диффузии и теплопроводности.

Для практических целей можно использовать традиционный гидродинамический метод. В этом случае граница зон замедленного и весьма замедленного водообмена также разделяет области с относительно плавным характером изменения единичных относительных расходов и скоростей с их резкими изменениями в зоне весьма замедленного водообмена (см. рис.3.2).

При отсутствии аномальных участков в зоне весьма замедленного водообмена (весьма редкий случай) границу этих зон можно, вероятно, проводить при $q(x)/q(0)$ менее 0,1 (менее 10%). С нашей точки зрения, этот порог обусловлен тем, что гидродинамические расчеты единичных (на единицу ширины ленты тока) расходов находятся за пределами точности определения фильтрационных параметров

и приведенных уровней (давлений), а также включают неизбежные ошибки, связанные с построением гидродинамической сетки потока подземных флюидов.

Итак, гидродинамическую зональность отрицательных слоистых структур в плане и разрезе можно представить в виде двух областей с резко деформированными потоками подземных флюидов, разделенных областью с плавным изменением расходов градиентов и скоростей. Деформация потока подземных флюидов в зоне активного водообмена определяется при прочих равных условиях влиянием поверхностных факторов: климат, рельеф, густота и глубина вреза речной сети и др.; в области весьма замедленного водообмена – влиянием внутренних факторов: разрывной тектоникой, квазипериодическим изменением поля напряженности, связанными с современными геодинамическими процессами и гидротермами.

Из приведенной принципиальной схемы формирования подземных флюидов НГБ (аналогичная схема применима для меж- и внутригорных впадин), которая подтверждается схемами для реальных природных условий, видна весьма ограниченная роль (или ее отсутствие) периферии (как правило, горноскладчатые сооружения) на гидрогеодинамику подземных флюидов глубоких нефтегазоносных (водоносных) комплексов, а также видно отсутствие региональных потоков подземных флюидов.

Следовательно, классические представления о формировании артезианского стока, основанные только на гидравлических принципах, противоречат наблюдаемым фактам, и по этим причинам требуется пересмотр этих представлений. Если с краевыми зонами отрицательных слоистых структур (см. рис.3.2, области I и II) все, в общем, ясно, то в гидрогеодинамике глубоких горизонтов много неясного и противоречивого (см. рис.3.2). Закономерностям формирования подземных флюидов в этой наиболее широко распространенной по площади НГБ области посвящены следующие главы этой книги.

Глава 4

ЭЛИЗИОННОЕ ПИТАНИЕ И ПАЛЕОДВИЖЕНИЕ ГЛУБОКИХ ФЛЮИДОВ

Основной задачей этой главы является оценка масштаба влияния элизионного питания на формирование пластовых давлений (напоров) подземных флюидов и направлений их движения.

Процессы уплотнения горных пород и глинистых в частности являются реально наблюдаемым явлением. Многочисленные лабораторные исследования по изучению плотности и пористости кембрийских глин, отобранных с различных районов северо-запада европейской части, показали, что несмотря на протекающие процессы диагенеза и катагенеза пород на протяжении более 500 млн. лет, неоднократные нагрузки и разгрузки (например наступление и отступление ледников), уплотнение кембрийских глин происходит по логарифмическому закону в диапазоне нагрузок от 2 до 70 МПа, т.е. именно по этому закону меняется с глубиной плотность и пористость глинистых отложений.

В дальнейшем эта закономерность была установлена для юрских глин Московского бассейна, для глин различного возраста и генезиса Западно-Сибирского НГБ, Ферганской впадины, Предкавказья и многих других районов, в разрезе осадочного чехла которых распространены глинистые отложения. Отличия заключаются лишь в постоянных коэффициентах эмпирической кривой:

$$\varepsilon = A + B \cdot \lg Z,$$

где ε – коэффициент пористости, Z – глубина, A и B – эмпирические коэффициенты для каждого региона свои.

Установлено также, что геологическое время действует как уплотняющий фактор, т.е. упругие и пластические деформации глинистых пород приобретают характер необратимых процессов. *Подчеркнем, что все геологические процессы являются необратимыми.*

Исходными данными для построения кривых естественного уплотнения являются – глубина отбора образца (H), плотность (ρ) и коэффициент пористости (ϵ). Напомним, что под коэффициентом пористости понимается отношение объема пор к объему скелета грунта.

На графиках ϵ - Z или ϵ - $\rho(z)$ отражаются все этапы развития глинистых отложений: седиментационный и денудационный.

Разработка принципиальных основных положений современных и палеогидродинамических реконструкций НГБ (меж- и внутригорных впадин) имеет большое научное и практическое значение. При региональном изучении флюидодинамики отрицательных структур представления о компрессионном движении глубоких флюидов на различных этапах геологической истории широко используются для решения вопросов формирования химического состава подземных флюидов; при изучении миграции и условий накопления УВ и связанных с ними особенностей формирования и разрушения нефтяных и газовых месторождений; при прогнозных оценках нефтегазоносности отдельных районов отрицательных слоистых структур. В последние годы эти вопросы в той или иной мере рассматриваются в многочисленных работах [82, 98, 123 и мн. другие].

Основной задачей реконструкции палеогидрогеодинамики отрицательных слоистых структур является характеристика особенностей палеодвижения подземных флюидов (положение и роль основных областей питания и разгрузки подземных флюидов, направления и скорости движения, сроки водообмена) на различных этапах геологической истории структур, включая современный этап.

Однако реконструкции палеодвижения флюидов на инфильтрационных этапах развития отрицательных слоистых структур (континентальные перерывы) является весьма сложной задачей, решение которой требует, возможно, более полного учета совокупного влияния целого ряда палеофакторов (климат, рельеф в его сочетании с геолого-структурными условиями, характер гидрографической сети). Кроме того, основные закономерности региональной гидрогеодинамики глубоких флюидов, характерные для инфильтрационных этапов существования отрицательных слоистых структур, относительно полно изучены на примерах современных осадочных бассейнов, характеризующихся наличием мощных толщ глинистых пород.

Значительно более трудной задачей является непосредственное изучение основных особенностей движения глубоких флюидов на седиментационных этапах существования отрицательных слоистых структур (пе-

риоды морского осадконакопления). В то же время предполагается, что именно закономерности движения глубоких флюидов на седиментационных этапах существования структуры могут в значительной мере определить характер гидродинамической и гидрохимической зональности современных отрицательных слоистых структур.

В связи с этим основные попытки характеристики палеодвижения флюидов связаны главным образом с реконструкцией седиментационных этапов. Причем возможности такой реконструкции базируются на представлениях об относительно простых закономерностях палеодвижения флюидов на этих этапах существования отрицательных слоистых структур.

В основе существующих представлений о движении подземных флюидов на протяжении седиментационного этапа лежит понятие об элизионном типе водообмена [85, 98 и др.]. Элизионное движение флюидов, как это считается, направлено от областей с максимальным погружением, где коллекторы перекрываются и подстилаются толщами тонкодисперсных пород. Вследствие уплотнения глинистых пород из них отжимаются значительные объемы воды, которые движутся к областям и участкам с менее интенсивным погружением осадочных пород (см. рис. 1.16). При этом предполагается также гидродинамическое единство отдельных элементов разреза (коллекторов) на всей площади их распространения.

Таким образом, направление движения флюидов в нефтегазоносных (водоносных) горизонтах и комплексах связывают в основном с гипсометрическим положением отдельных его частей и с мощностью подстилающих и перекрывающих глинистых отложений, которые рассматриваются как «основной поставщик» свободной воды на элизионных этапах развития отрицательных слоистых структур. Построение карт палеогидроизопьез проводится на основе палеогеографических и палеогеологических карт. При этом области выхода отложений коллекторов на дневную поверхность трактуют чаще всего как области разгрузки глубоких флюидов, а области с максимальным погружением – как области их питания.

Основной недостаток подобных построений определяется тем, что область с существованием элизионного типа водообмена рассматривается здесь изолированно, в отрыве от областей и участков той же водонапорной системы, на которых сохраняется водообмен инфильтрационного типа (Восточное и Западное Предкавказье, Западная Сибирь, Тимано-Печорский регион, Западно-Туркменский НГБ и многие другие).

Основная задача палеореконструкций заключается в том, чтобы оценить роль седиментационных вод, отжимающихся из глинистых отложений (в том числе воду, входящую в кристаллическую решетку глинистых минералов), в формировании пластовых давлений (напоров) и направлений движения глубоких флюидов в течение элизионного этапа существования отрицательных слоистых структур с учетом влияния и тех областей (участков) слоистой пластовой системы, на которых сохраняются условия инфильтрационного водообмена (инфильтрационное питание). Распределение напоров в водоносном горизонте артезианского бассейна в течение элизионного этапа может быть описано уравнением вида:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T(x,t) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[T(z,t) \frac{\partial H}{\partial z} \right] + Q[P(x,z),t] = a \frac{\partial H}{\partial t}, \quad 4.1$$

где: H – напор в пласте, T – водопроницаемость, зависящая от координат и времени, $Q[P(x,z),t]$ – количество воды, поступающей в коллекторы из уплотняющихся глинистых пород под действием геостатической нагрузки, $a = m/\mu$ – пьезопроводность, m – мощность коллектора, μ – водоотдача.

Для получения картины распределения напоров (давлений) подземных флюидов, а следовательно, и оценки направлений и скоростей их движения необходимо решать уравнение 4.1 с заданными граничными и начальными условиями. Таким образом, задача сводится к правильному обоснованию граничных условий и нахождению достоверных значений коэффициентов. При этом, как и при решении других вопросов геологии, может быть широко использован принцип актуализма и геологические методы исследования, в том числе и метод моделирования.

При решении всех вопросов палеогидродинамических реконструкций одной из важнейших задач является определение геометрии водоносных горизонтов, положения основных областей питания и разгрузки подземных флюидов. Определение геометрии нефтегазоносных (водоносных) горизонтов или комплексов выполняется с помощью палеогеологических карт, схем и разрезов. В соответствии с имеющимися данными о региональной динамике глубоких флюидов в качестве потен-

циальных областей питания могут рассматриваться выходы коллектора на поверхность.

Количественные представления о возможном питании флюидов могут быть получены исходя из современных представлений о распределении величин подземного стока с учетом общих закономерностей изменения проницаемости, площади палеовыходов пласта на поверхность и условий палеоклимата. Наиболее правильным является задание на границах условий 2-го рода, т.к. это исключает возможность ошибок, которые могут иметь место при задании условия 1-го рода, поскольку гипсометрическое положение областей выхода отложений на поверхность не остается постоянным вследствие тектонических движений того или иного знака.

Во всех случаях при наличии над пластом-коллектором выдержанной слабопроницаемой кровли основным видом разгрузки флюидов является затрудненная вертикальная фильтрация (перетекание). При этом не исключается возможность существования участков интенсивной локальной разгрузки, связанных с эрозийными врезами, зонами тектонических нарушений, литологическими окнами и другими факторами, которые могут быть учтены заданием дополнительных (внутренних) граничных условий.

На элизионном этапе существования отрицательных слоистых структур согласно принятой схеме на границах выхода коллектора на поверхность следует задавать граничное условие 2-го рода – расход как функцию времени (в частном случае постоянный). На кровле подстилающей глинистой толщи могут быть заданы также граничные условия 2-го рода. Величина расхода на этой границе определяется объемом поровых вод, отжимающихся от подстилающих глинистых отложений при их уплотнении. На верхней границе перекрывающего глинистого слоя задается граница с постоянным давлением (напором). Если за плоскость сравнения принять уровень в бассейне осадконакопления, то давление (напор) на верхней границе будет равным нулю (считая глубину палеоморя неизменной).

На инфильтрационном этапе развития отрицательных слоистых структур граничные условия остаются теми же, кроме граничного условия на верхней границе, которое остается неопределенным и может быть обоснованно только при рассмотрении истории развития какого-либо конкретного района (см. гл. 7, 9).

Важнейшим параметром является проницаемость осадочных отложений и закономерности ее изменения во времени и в пространстве. Изменение водопроницаемости коллектора определяется условиями осадконакопления, выветривания, выщелачивания, переотложения, уплотнения и многими другими (см. гл. 6). В результате воздействия всех процессов водопроницаемость коллектора, как правило, уменьшается от периферии отрицательных слоистых структур (области сноса обломочного материала, карстовые процессы и др.) в направлении к центральным погруженным частям [26, 52–54].

Рост геостатического давления в связи с погружением коллектора при прочих равных условиях приводит к существенному уменьшению его водопроницаемости. Таким образом, в период элизионного этапа развития отрицательных слоистых структур водопроницаемость коллекторов является функцией и времени, и координат, а на инфильтрационном этапе – только координат. При реконструкции палеоусловий водоносного горизонта или НГБ в целом требуется введение определенных поправок на современные значения водопроницаемости, так как действие горного давления, эпигенетических и других процессов, особенно в областях с максимальными погружениями или поднятиями, могут менять водопроницаемость на несколько порядков.

При оценке значимости влияния элизионных процессов на формирование напоров (пластовых давлений) глубоких флюидов решалась тестовая задача с факторно-диапазонной оценкой различных параметров, влияющих на формирование поля пластовых давлений глубоких флюидов.

При интегрировании уравнения 4.1 (тестовая задача, при которой не учитывались члены, описывающие изменение напряженного состояния горных пород, так как их влияние может быть достаточно значимо при очень высоких скоростях осадконакопления (более 10^{-2} м/год) или при интенсивных тектонических движениях и землетрясениях (см. гл. 5)). Кроме того, основной задачей этой главы является оценка масштаба влияния только элизионного питания на формирование напоров (пластовых давлений) флюидов и направлений их движения.

Обоснование граничных условий производилось исходя из следующих соображений. Согласно схемам, предлагаемым в работах [83–85, 98], наиболее погруженные части отрицательных слоистых структур (области современной седиментации – Каспийское, Карское, Черное и Печорское моря) являются областями питания. От них движение подзем-

ных флюидов направлено по напластованию в направлении выхода отложений на поверхность. Следовательно, в центральной части впадины должен существовать некий «гидравлический водораздел» который можно рассматривать как непроницаемую границу (рис.4.1).

В области выхода отложений на поверхность задается граничное условие 2-го рода с постоянным расходом, формирующимся за счет инфильтрационного питания. На верхней границе бассейна осадконакопления задавался напор, равный нулю (за плоскость сравнения принимался уровень моря). Подошва коллектора принималась непроницаемой. Расход поровых вод, отжимающихся из подстилающих глин, задавался непосредственно в коллектор.

Таким образом моделировалась половина схемы (см. рис.4.1) при следующих условиях. Коллектор протяженностью 1000 км, залегающий на глинистых отложениях, погружается с некоторой постоянной в каждой точке скоростью. Максимального значения скорость погружения (скорость осадконакопления) достигает в наиболее удаленной от области инфильтрационного питания точке и снижается до нуля по мере приближения к области выхода коллектора на дневную поверхность.

По мере погружения коллектора он перекрывается существенно глинистыми отложениями с максимальной мощностью до 1500 м в наиболее погруженной точке. Мощность глин в области выхода отложений на поверхность равна нулю. Изменение скорости погружения и мощности глинистых отложений между этими двумя точками происходит по линейному закону. Проницаемость перекрывающих отложений принима-

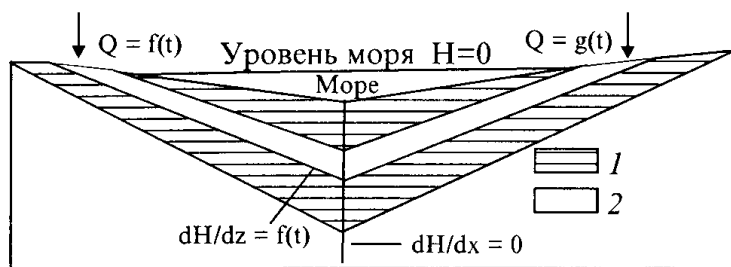


Рис. 4.1. Принципиальная схема граничных условий

1 – глинистые отложения; 2 – песчаные отложения

ется постоянной и равной 10^{-5} – 10^{-6} м/сут. Водопроницаемость коллектора задается переменной согласно выражению [53]:

$$T(x) = T_0 e^{-0,14 \beta^* z^\alpha}, \quad 4.2$$

где: $T(x)$ – водопроницаемость в любой точке x , T_0 – водопроницаемость в области выхода коллектора на поверхность (принята равной $3000 \text{ м}^2/\text{сут}$), β^* – коэффициент необратимого уплотнения горных пород (принят равным $30 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{кг}$), z – глубина погружения коллектора, α – показатель, зависящий от структуры порового пространства горных пород.

Водопроницаемость коллектора в любом сечении принималась постоянной, хотя в общем случае она зависит от обеих координат.

Расходы в области питания Q и суммарное питание из подстилающих и перекрывающих глинистых отложений q независимо от направления миграции поровых растворов задавалось в коллектор (что повышает достоверность результатов) и принималось произвольным при различном их соотношении. При этом, поскольку глубина погружения коллектора менялась по линейному закону, дополнительное питание q менялось по тому же закону от максимальных значений в области с большим погружением пласта до нуля в области выхода отложений на дневную поверхность.

При решении задачи выяснилось весьма важное обстоятельство: распределение напоров и скорости движения подземных флюидов в рассматриваемой системе является процессом *существенно стационарным*, т.е. на каждый момент времени имеет место независимая от предыдущего момента времени картина распределения напоров (давлений) подземных флюидов.

Для получения решения, сходящегося к истинному, необходимо [144], чтобы отношение временного сопротивления к сопротивлению сетки находилось в пределах от 6 до 10. В нашем случае:

$$R/R_z = T \cdot 365 \cdot \Delta t / \Delta x^2 \mu = 6 - 10, \quad 4.3$$

$$\text{или } \Delta t / \Delta x^2 \leq 10 / 365 \cdot 10^4 = 2,7 \cdot 10^{-6},$$

где: $a = T/\mu$ – коэффициент пьезопроводности, значение которого для глубоких горизонтов во всяком случае не менее $10^4 \text{ м}^2/\text{сут}$, Δx – ширина блока, μ – водоотдача.

Исходя из этого соотношения при ширине блока 10 или 100 км, Δt , соответственно, равно 270 или 27000 лет. За столь непродолжительное

время не может сколько-нибудь существенно возрасти горное давление, а следовательно, не могут быть получены сколько-нибудь значительные объемы вод, поступающих из глин.

По данным радиоуглеродного анализа донных отложений различных водоемов, средняя скорость накопления илов составляет 16 мм за 1000 лет ($1,6 \cdot 10^{-4}$ м/год), максимальная – 68 мм за 1000 лет ($6,8 \cdot 10^{-4}$ м/год), а минимальная – 1 мм за 50000 лет ($2 \cdot 10^{-8}$ м/год).

Максимально возможная скорость осадконакопления в геосинклинальных областях, как правило, не превышает 10^{-4} м/год, в бассейнах осадконакопления платформенного типа она значительно меньше. При данной скорости осадконакопления и времени 270 и 27000 лет мощность сформировавшегося слоя осадков составит 0,027 и 2,7 м, что при средней плотности горных пород 2300 кг/м^3 приведет к приращению горного давления на 0,006 или 0,06 МПа.

При заданной водопроницаемости и коэффициенте водоотдачи 10^{-4} выполнение соотношения требует одновременного увеличения и времени, и ширины блока. В связи с этим необходимо брать отрезок времени, сопоставимый со временем развития бассейна и даже больший, что приводит к выводу о стационарности изучаемого процесса.

Так, увеличение времени в 10 раз (при скорости осадконакопления 10^{-4} м/год) приводит к увеличению горного давления на 0,6 МПа, что, очевидно, весьма незначительно увеличит приток из уплотняющихся глинистых отложений. Увеличение ширины блока в 10 раз приводит к необходимости рассматривать весь горизонт в качестве одного блока (задача теряет смысл). Легко убедиться в том, что для перекрывающей глинистой толщи соотношение R_1/R_2 тем более не будет выполняться.

Результаты, полученные при решении поставленной задачи при различных параметрах (табл. 4.1), представлены на рисунке 4.2, на котором показано распределение напоров флюидов в коллекторе протяженностью 1000 км, имеющем водопроницаемость (T_0) $3000 \text{ м}^2/\text{сут}$. Величина водопроницаемости меняется в соответствии с выражением 4.2. Коллектор погружается на глубины 300, 600, 1200, 1500 м (максимальная величина погружения в наиболее удаленной от области выхода коллектора на дневную поверхность x/L ; L – длина коллектора – 1000 км). Соответственно глубине погружения коллектор перекрывается существенно глинистыми отложениями с проницаемостью 10^{-5} м/сут. При этом в точке $x/L = 0$ (область инфильтрационного питания) на единицу ширины задавался расход, равный $15 \text{ м}^3/\text{сут}$ ($5,5 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{год}$).

Таблица 4.1

Параметры, используемые при оценке элизионного питания на формирование напоров глубоких флюидов (1–5 – номера кривых на рисунке 4.2.)

| Параметры | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-----------------------------------------|---------------------|
| Протяженность бассейна, км | 1000 | 500 | 500 | 1000 | 1000 |
| Начальная водопроницаемость, м ² /сут | 3000 | 300 | 3000 | 300 | 300 |
| Проницаемость глин, м/сут | 10 ⁻⁵ | 10 ⁻⁶ | 10 ⁻⁵ | 10 ⁻⁵ | 10 ⁻⁵ |
| Суммарное питание из глин на всю длину разреза на 1 м ширины, м ³ /год | 3,2·10 ³ | 3,2·10 ³ | 3,2·10 ³ | 3,2·10 ³ | 3,2·10 ³ |
| Отношение величины инфильтрационного питания к дополнительному питанию из глин | 1,7 | 10 | 10 | 1,7 | 1,7 |
| Скорость роста положительных структур относительно скорости общего прогибания бассейна | | | | 0,5 в точке 0,45 L и 0,3 в точке 0,75 L | |

Суммарный расход дополнительного питания из глин на всю длину потока единичной ширины принимался равным $3,2 \cdot 10^2$ м³/год (линейно меняющийся расход от нуля в области выхода коллектора на дневную поверхность до $5,6$ м³/год на 1 м ширины на удалении 1000 км). Эти величины элизионного питания значительно превышают реальные объемы (см. гл. 7, 9), а также приведенные в работах [98 и др.].

Таким образом, отношение расхода флюида на внешней границе (область инфильтрационного питания) к суммарному расходу элизионного питания составляет $Q/q = 1,7$.

Результаты моделирования, приведенные на рисунке 4.2 (кривая 1), показывают, что участок выхода коллектора на поверхность не является областью разгрузки элизионных вод, поступающих из глинистых толщ. Разгрузка инфильтрационного питания осуществляется путем площадной рассредоточенной восходящей фильтрации на расстоянии 300 – 350 км от области выхода коллектора на поверхность. Разгрузка отжимающихся поровых вод также осуществляется путем рассредоточенной фильтрации на площади центральной части НГБ (вправо от области с минимальным значением напора). Формирование в правой части графиков (область модели с максимальным погружением) относительно высоких напоров связано с тем, что принятое соотношение Q/q на 2 – 3 порядка меньше реальных значений. Однако и в этом случае область разгрузки отжимающихся поровых вод не распространяется до области выхода отложений на поверхность.

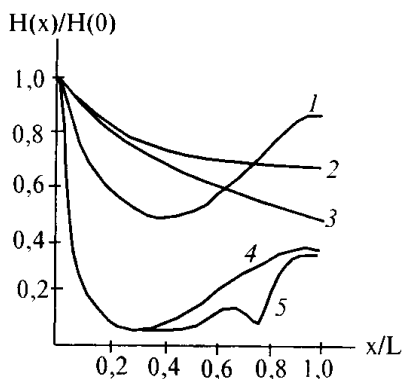


Рис. 4.2. Распределение напоров подземных флюидов вдоль линии тока в направлении периферия—центр артезианской структуры (результаты решения тестовой задачи)

По мере погружения и роста мощности глинистых отложений происходит общее повышение напоров флюидов, градиенты напоров уменьшаются и точка с минимальным значением относительного напора удаляется от области инфильтрационного питания, что приводит к увеличению площади рассредоточенной разгрузки инфильтрационных подземных флюидов.

Весьма интересным является вопрос о влиянии проницаемости коллектора на распределение напоров флюидов при поступлении дополнительного питания из глин. Решение, представленное на рисунке 4.2 (кривая 1), получено при достаточно высокой водопроницаемости ($T_0=3000 \text{ м}^2/\text{сут}$), как правило, в глубоких горизонтах слоистых систем отрицательных структур она значительно меньше. Распределение напоров при тех же условиях, но при значении водопроницаемости $T_0=300 \text{ м}^2/\text{сут}$ (периферия отрицательной структуры) приведено на рисунке 4.2. (кривая 4). В этом случае максимальные значения напоров в точке $x/L = 1$ уменьшилось более чем в два раза. Кроме того, уменьшение водопроницаемости на порядок вызвало смещение точки с относительным пьезоминимумом влево (при мощности перекрывающих глин 1500 м – более чем на 100 км), что привело к значительному сокращению площади разгрузки флюидов, поступающих со стороны суши.

Одним из основных факторов формирования и распределения напоров рассматриваемой системы является проницаемость перекрывающих

глинистых отложений. В предыдущих вариантах проницаемость глинистых отложений принималась равной 10^{-5} м/сут. На рисунке 4.2 (кривая 2) приведено распределение напоров в коллекторе протяженностью $L = 500$ км и максимальном значении водопроницаемости $T_0 = 300$ м²/сут при проницаемости перекрывающих глинистых отложений 10^{-6} м/сут (сплошные линии). Для сравнения на том же рисунке приведено изменение напоров при проницаемости глинистых отложений 10^{-5} м/сут (см. рис.4.2, кривая 4). Соотношение расхода на границе 2-го рода к суммарному расходу поровых вод, поступающему из глинистых отложений, равно $Q/q=9$. Это соотношение ближе к реальному, однако оно еще достаточно мало (см. гл. 7, 9). Закономерности изменения водопроницаемости и распределение расходов из глин аналогично рассмотренным выше.

Характер кривых показывает, что при данном соотношении расходов и проницаемости верхней глинистой толщи 10^{-6} м/сут, в центральной части впадины не образуется области с повышенными значениями напоров (см. рис.4.2, кривые 2, 3). Разгрузка поровых вод, поступающих в коллектор при уплотнении глинистых толщ, осуществляется в центральной части впадины путем затрудненной вертикальной фильтрации через слабопроницаемую кровлю. Поступление отжимающихся поровых растворов не оказывает видимого влияния на распределение напоров подземных флюидов. При проницаемости глинистой кровли 10^{-5} м/сут в центральной части впадины образуется ограниченная ($x/L = 0,7-1,0$) область с относительно повышенными значениями напоров (относительное увеличение напора не более $0,1 H(x)/H(0)$).

Во всех предыдущих вариантах рассматривались особенности распределения напоров в системе при равномерном погружении коллектора с некоторой постоянной скоростью V . Однако в реальных условиях отдельные части слоистых систем отрицательных структур могут характеризоваться движениями различного знака и различной интенсивности. Вследствие этого с внутренними областями слоистых систем отрицательных структур может быть связано формирование отрицательных и положительных структур 2-го более высоких порядков, положение которых должно оказывать определенное влияние на распределение напоров (давлений) флюидов.

Формирование положительной структуры приводит к относительному (местному по отношению ко всей системе) уменьшению скорости и глубины погружения коллектора. Это в свою очередь приводит к местному сокращению мощности перекрывающих глинистых отложе-

ний (уменьшение скорости осадконакопления или наличие участков размыва), а следовательно, к менее интенсивному росту геостатической нагрузки и местному уменьшению расходов отжимающихся поровых вод, поступающих в коллектор. Кроме этого, с ядрами положительных структур может быть связана относительно повышенная проницаемость глинистых отложений (местные изменения условий осадконакопления или интенсивная трещиноватость) и локальные зоны интенсивной «открытой» разгрузки подземных флюидов (участки размыва, зоны тектонических нарушений).

Для изучения роли тектонического фактора изучено распределение напоров при наличии участков с различными скоростями погружения (см. рис.4.2, кривая 5). На рисунках показано распределение напоров в разрезе при общем равномерном погружении (кривая 1) и для случая, когда в точках $x/L = 0,45$ и $0,75$ формируются положительные структуры со скоростью $0,5V$ и скоростью $0,3V$ (кривая 5).

Результаты моделирования позволяют сделать следующие выводы.

При существовании в пределах единой водонапорной системы двух или нескольких участков с различным типом водообмена распределение напоров (давлений) и направления движения подземных флюидов на участке пласта, расположенного в области современного осадконакопления, определяется взаимодействием потока инфильтрационных вод с объемом поровых растворов, поступающих из глинистых толщ при их катагенезе.

В условиях равномерного погружения коллектора основными факторами, определяющими величины напоров и направления движения подземных флюидов, являются соотношение расходов инфильтрационных и элизионных вод (Q/q) и проницаемость перекрывающих слабopоницаемых отложений.

На границе участков с различным типом водообмена формируется зона динамического равновесия между латеральным притоком (поступление из области инфильтрационного питания) и затрудненной вертикальной разгрузкой глубоких флюидов. Причем поскольку в реальных природных условиях расходы латеральных потоков в единицу времени несоизмеримо больше расходов отжимающихся поровых вод, а) переходная зона распространяется от границы области питания в шельфовую область бассейна осадконакопления; б) не может существовать транзитного стока отжимающихся поровых растворов к областям выхода отложений на дневную поверхность.

Ширина переходной зоны (для рассмотренных вариантов) изменяется в пределах 150–200 до 400 км и более и определяется главным образом соотношением расходов (Q/q) и соотношением горизонтальных и вертикальных фильтрационных сопротивлений (см. гл. 3). В общем случае в связи с закономерным увеличением расходов флюидов, поступающих через нижнюю границу коллектора, ширина переходной зоны должна сокращаться от нижележащих коллекторов к верхним.

Под собственно элизионным типом водообмена следует понимать рассредоточенную восходящую разгрузку подземных флюидов (отжимающиеся поровые растворы), которая формируется в наиболее погруженных частях слоистых систем отрицательных структур за пределами переходной зоны.

При наличии в пределах области современного осадконакопления участков и зон с различной скоростью погружения общая картина распределения напоров осложняется в связи с появлением дополнительных очагов сосредоточенной разгрузки. Еще более значимое влияние на распределение напоров должны оказывать местные области «открытой» разгрузки, связанные с зонами тектонических нарушений, участков глубокого размыва.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные выше результаты моделирования основывались исключительно на классических элизионных представлениях, прежде всего предполагающих гидродинамическое единство отдельных элементов разреза слоистых систем отрицательных структур. В действительности глубокие горизонты слоистых систем отрицательных структур представляют собой пластово-блоковую систему, что будет доказано ниже. По этой причине элизионные процессы могут играть определенную роль в формировании поля пластовых давлений в пределах отдельных блоков. Однако это возможно лишь в том случае, когда непроницаемые границы блоков существовали в течение всего времени катагенеза глинистых пород, т.е. на протяжении сотен миллионов лет, что маловероятно, т.е. роль воды, переходящей в свободное состояние из глинистых пород (как, впрочем, и из пород иного литологического состава) на формирование поля пластовых давлений необходимо количественно оценивать для каждого конкретного региона или его части, если это необходимо для решения практических задач.

Таким образом, процессы компрессионного (элизионного) преобразования глинистых пород не могут играть существенной роли в формировании регионального поля пластовых давлений. Сколько-нибудь значительная их роль может проявиться в идеальных условиях изоляции.

Элизионные процессы являются существенно стационарными в геологическом масштабе времени.

Глава 5

ГЕНЕЗИС АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ

Одной из ярких особенностей гидрогеодинамики глубоких горизонтов слоистых систем отрицательных структур является наличие аномально высоких пластовых давлений (АВПД), по своим значениям нередко приближающихся к геостатическим, а в отдельных случаях их превышающих. АВПД встречается практически во всех слоистых системах отрицательных структур независимо от возраста их формирования и особенностей геологического строения. Время открытия АВПД явилось началом бурного развития элизионных представлений о гидрогеодинамике слоистых систем отрицательных структур.

Попытки объяснить природу формирования АВПД привели к возникновению многих гипотез, объясняющих их. Нередко их происхождение объясняют взаимоисключающими причинами или отдается предпочтение какому-либо одному процессу.

Интерес к этому, в определенной мере уникальному геологическому явлению, имеющему практически повсеместное распространение, имеет как научное значение, так и несомненное практическое. Вскрытие участков слоистых систем с АВПД приводит к значительным осложнениям при бурении и связанным с этим удорожанием стоимости бурения скважин.

Единство мнений различных исследователей, занимавшихся проблемой формирования АВПД, только в одном. *Для формирования АВПД и сколько-нибудь длительного его сохранения необходима замкнутость, изолированность части разреза слоистых систем, то есть существования непроницаемых или весьма слабопроницаемых границ различного генезиса.*

В связи со сложностью проблемы, отсутствием единого мнения по поводу генезиса АВПД и его важностью при решении многих вопросов формирования глубоких флюидов, он заслуживает специального рассмотрения.

В термин АВПД разные исследователи вкладывают различный смысл. Так, нефтяники понимают под ним пластовое давление, по своему значению отличающееся на 10–20% от условного гидростатического давления. В свою очередь под условным гидростатическим понимается давление столба жидкости плотностью, равной 1000 кг/м^3 и высотой от точки вскрытия до поверхности земли. Аномальные давления связывают также с гипсометрическим положением устья скважины относительно области выхода пласта на дневную поверхность. Однако такое представление нередко приводит к ошибочным выводам, согласно которым нормальное давление в пласте трактуется как аномальное.

На рисунке 3.2 (область III) хорошо видно, что под АВПД следует понимать давление, не соответствующее на некотором отрезке (площади) региональному (нормальному) распределению давлений пластовых флюидов (определяемому гипсометрическим положением региональных областей питания и разгрузки, строением водоносного комплекса и его взаимодействием со смежными) и имеющее максимум или минимум в некоторой точке вдоль линии тока.

Наличие экстремума функции распределения пластового давления свидетельствует о наличии дополнительных источников питания с тем или иным знаком. Знак источника определяет максимум или минимум (плюс – аномально высокое, минус – аномально низкое давление). Интенсивность источника определяет абсолютное значение экстремума, т.е. показывает, насколько АВПД отличается от нормального.

Например, малые значения пластовых давлений подземных флюидов в пределах ограниченных площадей под долинами крупных рек можно рассматривать как аномально низкие. В этом случае разгрузка напорных флюидов является причиной отрицательных аномалий, которые проявляются на фоне регионального распределения пластовых давлений.

Изучая причины возникновения АВПД, необходимо выяснить природу дополнительного источника питания с положительным знаком. Рядом исследователей было введено понятие коэффициента аномальности. Это отношение замеренного пластового давления к условному гидростатическому давлению. Если значение коэффициента аномальности превышает

ет 1, 1–1,2, то давление считается аномальным. Мы будем придерживаться такого подхода.

Формирование АВПД необходимо рассматривать во времени, сопоставляя скорости потенциальных процессов, приводящих к формированию АВПД, со скоростями процессов их релаксации. К рассмотрению этих причин нужно подходить с позиций термодинамики. Согласно законом последней, в замкнутой изолированной системе (необходимое условие сохранения АВПД) ее внутренняя энергия определяется тремя величинами: давлением, объемом и температурой. Изменение одной или двух из этих величин приводит к изменению остальных.

Уравнение состояния замкнутой системы (первый закон термодинамики) имеет вид (пренебрегая малой скоростью движения флюидов):

$$dU = \delta Q + \delta A \quad \text{или} \quad dU = \delta Q + P_{\text{вн}} dV + \delta A^*,$$

$$\text{или} \quad dU = CdT + P_{\text{вн}} dV + \delta A^*, \quad 5.1$$

где: dU – изменение внутренней энергии системы, Q – количество тепла, подведенное к системе, $P_{\text{вн}} dV$ – работа против внешнего давления, δA^* – работа, совершаемая системой против других внешних сил, C – теплоемкость, T – абсолютная температура.

Прежде чем рассматривать роль каждого из слагаемого равенства 5.1, необходимо выяснить один из основных вопросов – вопрос об изоляции части пласта. Вопрос этот является основным потому, что для изменения внутренней энергии системы, в частности, для сколько-нибудь длительного существования АВПД, необходима замкнутость, изолированность системы. В противном случае как бы, например, ни нагревать ее или ни сжимать, давление в ней существенно не повысится, так как дополнительный объем жидкости при этом будет выходить за пределы системы. Ответ на вопросы о замкнутости части пласта и времени сохранения АВПД даст возможность приблизиться к решению проблемы их происхождения.

Под гидродинамической изоляцией понимают [2–4, 89 и др.] окружение части коллектора в плане тектоническими нарушениями, а в разрезе – глинистыми отложениями или солями, обладающими низкой проницаемостью или не обладающими ею вовсе.

Глинистые породы являются в той или иной мере проницаемыми (их проницаемость может быть сопоставима с проницаемостью коллекторов). Более того, исследования последних лет показывают, что в некоторые

периоды геологического развития слоистых систем отрицательных структур могут быть проницаемыми и соли (см. гл. 6). Вследствие наличия той или иной проницаемости пород независимо от их литологического состава (при прочих равных условиях) АВПД должны снижаться через некоторое время до нормального гидростатического. В связи с этим возникает вопрос о том, как долго может существовать АВПД в относительно изолированном участке слоистой пластовой системы.

5.1. О времени существования АВПД

По В.Ф.Линецкому (1959 г.), время снижения давления от максимального значения до нормального гидростатического составляет несколько миллионов лет. М.К.Калинко полагает, что это время занижено на два порядка и составляет десятки и сотни миллионов лет. А.Е.Гуревич [42] считает, что время завышено примерно в 20 000 раз (составляет сотни лет), мотивируя это тем, что В.Ф.Линецкий использовал формулу для расчета, пригодную только для горизонтов со свободной поверхностью. В.В.Колодий и Ю.В.Калужный оценивают время релаксации аномальных давлений от 50 тыс. до десятков миллионов лет в зависимости от глубины погружения пласта.

А.Е.Гуревич [42] приводит рассчитанные им данные о времени существования АВПД для следующих условий. Песчаная линза мощностью 50 м с коэффициентом фильтрации 5 м/сут отделена двумя пачками глин мощностью по 100 м каждая от выше- и нижележащих коллекторов. На подошве верхнего коллектора пластовое давление составляет 10,2 МПа, у кровли нижнего – 12,75 МПа. Пластовые давления флюидов в подстилающем и перекрывающем коллекторах остаются постоянными во времени. Избыточное давление в песчаной линзе возникает в результате мгновенного импульса и составляет 30,6 МПа.

При этом были сделаны следующие допущения: 1) предпосылка о линейном законе фильтрации в глинистых отложениях, подчиняющемся закону Дарси; 2) глинистые отложения упругими свойствами не обладают; 3) значения пластовых давлений на кровле верхнего и подошве нижнего глинистых слоев во времени не меняются. Последнее допущение вполне оправдано, т.к. скорости перераспределения пластовых давлений в хорошопроницаемых породах могут быть на несколько порядков больше скоростей перераспределения давлений в глинистых отложениях.

Поскольку нет единого мнения о времени существования АВПД и диапазон приводимых в литературе цифр достаточно широк (4–5 порядков), известное уравнение фильтрации для многослойных толщ нами интегрировано на ЭВМ для тех же условий, что у А.Е.Гуревича [42]. При этом были сделаны те же допущения, кроме второго, которое было учтено (коэффициент упругоёмкости глинистых пород был принят равным $2 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}^{-1}$).

Полученные результаты представлены на рисунке 5.1, на котором показана динамика снижения пластового давления в песчаной линзе (мощностью 50 м, изолированной двумя глинистыми толщами мощностью по 100 м). На рисунке n – показатель степени, равный проницаемости глинистых отложений. Например, при проницаемости глин 10^{-7} м/сут время полной релаксации давлений составит $0,4 \cdot 10^7$ лет.

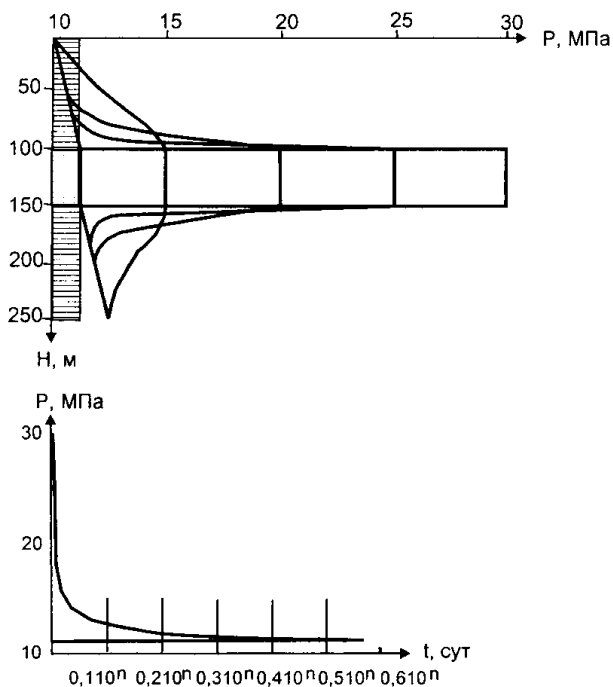


Рис. 5.1. Снижение аномального давления в песчаной линзе, ограниченной сверху и снизу глинистыми отложениями мощностью 100 м

Показатель n соответствует показателю степени при коэффициенте проницаемости

Наиболее активно пластовое давление снижается в первые сутки и годы. Практически сразу оно значительно отличается от аномального давления. При самом малом значении коэффициента проницаемости глин 10^{-9} м/сут пластовое давление снижается до первоначального за $3,5 \cdot 10^9$ лет (см. рис.5.1, табл.5.1).

Но значения проницаемости глин такого порядка получают только при лабораторном их определении на специально приготовленных образцах или керне, в которых исключается возможность оценки трещинной проницаемости. В массиве эти значения колеблются от 10^{-3} до 10^{-6} м/сут (см. гл. 6). А это значит, что предельное время существования АВПД (время снижения давления от максимального до первоначального) составит при отсутствии абсолютно непроницаемых границ, соответственно, $1,4 \cdot (10-10^3)$ лет, т.е. время его существования в геологическом плане ничтожно мало.

Такое же значение получил И.Г.Киссин. По его расчетом время существования АВПД составляет 3000 лет [89].

Если мощность глинистых отложений превышает 100 м, то время снижения давления по результатам моделирования увеличится пропорционально изменению мощности, так как для единичной площади вертикальное фильтрационное сопротивление определяется отношением k_d/m_o . При мощности глинистых отложений 1000 м время релаксации увеличится на порядок и составит не $1,4 \cdot (10-10^3)$ лет, а $1,4 \cdot (10^2-10^4)$ лет.

Оценивая роль катагенетического преобразования глинистых пород в формировании поля пластовых давлений методом моделирования, И.К.Гавич на примере альб-сеноманского водоносного комплекса Южно-Мангышлакского бассейна показала, что в широком диапазоне изменения коэффициента проницаемости (от 10^{-3} до 10^{-7} м/сут), коэффициенте уплотнения (от 10^{-1} до 10^{-4} см²/кг) и коэффициенте пористости (от 1

Таблица 5.1

Время снижения давления от аномального до нормального

| №№ кривых на рисунке 5.1 | Время снижения давления, год | | | |
|--------------------------|---------------------------------------------|----------------------|-----------|-----------|
| | Проницаемость глин, м/сут | | | |
| | 10^{-2} | 10^{-4} | 10^{-6} | 10^{-9} |
| 1 | Начальное распределение давлений | | | |
| 2 | То же, после мгновенного повышения давлений | | | |
| 3 | $1,43 \cdot 10^{-4}$ | $1,43 \cdot 10^{-2}$ | 1,43 | 1430 |
| 4 | $6,8 \cdot 10^4$ | $6,8 \cdot 10^{-2}$ | 6,8 | 6800 |
| 5 | $6,1 \cdot 10^{-3}$ | $6,1 \cdot 10^{-1}$ | 61 | 61000 |

до 0,5) уплотнение и отжатие заканчивается в период от 100 до 10^4 лет при мощности глин до 100 м.

На основании вышеизложенного можно сделать предварительный вывод о том, что те АВПД, которые наблюдаются в настоящее время, сформировались не более 20 тыс. лет назад и в любом случае время их возникновения не выходит за пределы четвертичного периода.

Кроме того, является очевидным, что при нормальных условиях глинистые отложения не являются надежными водоупорами (покрышками). Для сколько-нибудь длительного существования аномальных давлений должны создаваться идеальные условия изоляции. Возможность формирования абсолютных флюидоупоров рассмотрена в главах 6 и 12. Здесь же еще раз подчеркнем, что *при нормальных условиях* любая гидродинамическая система является частично открытой и по этой причине способна передавать давления во всех направлениях. Вопрос заключается только в степени открытости, т.е. какой проницаемостью обладает пограничный слой (граничные условия 3-го рода). Так, по данным моделирования Колвинского мегавала (Печорский НГБ), для сохранения АВПД в пределах Инзырейской площади проницаемость пограничного слоя пришлось задавать $10^{-(11-12)}$ м/сут.

5.2. О возможности формирования флюидодинамических горизонтальных границ в глинистых толщах

Глинистым отложениям отводится чрезвычайно большая роль в формировании глубоких флюидов, в том числе и в формировании АВПД. Априорно принято считать, что скорости перераспределения пластовых (поровых) давлений в глинистых отложениях много меньше скоростей многих геологических процессов, включая скорости приращения горного давления. Последнее предположение, по мнению А.Т.Дурмишьяна (1977 г.) и многих других, обеспечивает формирование внутри глинистых толщ аномально высоких поровых давлений (введена специальная аббревиатура АВПоД) и гидродинамической границы раздела (гидравлический водораздел, являющийся непроницаемой границей), от которой поровые воды в уплотняющихся осадках движутся к их кровле и подошве, затем попадают в коллекторы и создают в них АВПД. В этом случае АВПД под глинистыми отложениями и внутри них могут сохраняться до тех пор,

пока этот водораздел существует и, следовательно, время существования АВПД может быть значительно больше указанного выше.

Ю.В.Мухин [132] по поводу этого вопроса предполагает, что в толще глин должна существовать точка, в которой поровое давление больше, чем на кровле и подошве глинистых толщ. При этом поровое давление в этой точке принимается равным геостатическому давлению, а в смежных коллекторах – нормальному гидростатическому. При такой постановке вопроса должны существовать границы раздела в глинах, два противоположных пути движения поровых растворов и отсутствие взаимодействия между смежными частями разреза через разделяющие глинистые толщи. Положение границы раздела между разнонаправленными движениями отжимающихся поровых вод определено им как (равенство дается без вывода):

$$h = m \frac{P_p - P_\gamma}{2P_p - (P_\gamma - P_n)},$$

где: P_p – поровое давление внутри глинистой толщи, P_γ – давление на кровле глинистой толщи, P_n – давление на подошве глинистой толщи.

Абсурдность этого равенства видна из следующего. Если давления на кровле и подошве глинистой толщи равны, то это равенство будет выглядеть:

$$h = m/2 (1 - P_v/P_p).$$

Если, как утверждает автор, поровое давление больше, чем на границах (в данном случае на кровле глинистой толщи), то гидравлическая граница раздела попадает в отрицательную область!

При правильной постановке вопроса следовало бы доказать возможность существования порового давления, равного горному (геостатическому), или получить распределения порового давления в вертикальном разрезе, используя известную физическую и математическую модель с обоснованием начальных и граничных условий и фильтрационных параметров глинистых отложений.

Более корректно эта задача сформулирована и решена А.Е.Гуревичем [42], но он задал равные граничные условия на кровле и подошве глинистой толщи (равные значения пластовых давлений). По этой причине получил очевидный и тот же результат, т.е. наличие границы раздела и два направления движения. Очевидным он является потому, что равных зна-

чений пластовых давлений на кровле и подошве глин, особенно при больших мощностях, не встречается в реальных природных условиях. Как правило, пластовые давления возрастают с глубиной.

В связи с важностью этого вопроса рассмотрим задачу о распределении порового давления внутри формирующейся глинистой толщи и ее погружении на основе уравнения фильтрационной консолидации (без учета ползучести) глинистых пород, предложенного В.А.Флориным [187]:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{d\sigma^*(q)}{dt} + \frac{dP^0}{dt} + \alpha \frac{d}{dt} \left(k \frac{dP}{dz} \right), \quad 5.2$$

где: P – поровое давление внутри глинистой толщи, $\sigma^*(q)$ – часть напряжений скелета породы, определяемая внешней нагрузкой и собственной массой скелета породы (геостатическое давление), P^0 – часть напряжений скелета породы, определяемая граничными значениями напоров, $\alpha = (1 + \varepsilon_{cp}) / \rho a^*$, ε_{cp} – среднее значение коэффициента пористости, ρ – плотность воды, a^* – коэффициент уплотнения пород, k – коэффициент проницаемости глинистых пород, зависящий в общем случае от координаты z и времени.

Значения $\sigma^*(q)$ и P^0 определяются из граничных условий и входят в уравнение равновесия, которое используется при выводе уравнения 5.2. Уравнение равновесия записывается в виде:

$$\sigma^* + P = q + P^0 + \rho^* (m_0 - z), \quad 5.3$$

где: σ^* – напряжение скелета породы в точке z (начало координат на подошве глин), $P = \rho^* (m_0 - z)$ – поровое давление в той же точке, q – внешняя нагрузка, P^0 – часть внешней нагрузки, определяемая весом столба жидкости, ρ^* – плотность глин, m_0 – мощность глинистого слоя.

Используем уравнения 5.2 и 5.3 для решения следующей тестовой задачи, исходя при этом из того, что в глинистых породах горизонтальная составляющая скорости фильтрации равна нулю и существует только вертикальная фильтрация, а движение воды в глинах подчиняется закону Дарси.

Представим глинистый элемент разреза и будем полагать, что мощность этого элемента разреза в бассейне осадконакопления растет от нуля до некоторого значения с постоянной скоростью v . По мере увеличения мощности этот элемент глинистой толщи погружается на ту же глубину, на которую увеличилась его мощность. Глубина бассейна осадконакоп-

ления принимается постоянной во времени. Кровля и подошва глинистой толщи проницаемы. Начало координат находится на подошве формирующейся глинистой толщи.

Предположим также, что при равномерном погружении элемента глинистой толщи давление на его подошве растет с той же скоростью (нормальное распределение гидростатического давления по глубине), а на кровле равно нулю (при постоянной глубине H бассейна осадконакопления $dH/dt = 0$). При достижении некоторой мощности глинистый элемент разреза начинает перекрываться отложениями иного литологического состава с фильтрационными свойствами, характерными для коллекторов. При такой постановке задачи начальные и граничные условия запишутся в виде:

$$\left. \begin{array}{lll} t = 0 & z = 0 & P = 0 \\ t > 0 & z = 0 & P = vt \\ t > 0 & z = vt & P = 0 \end{array} \right\} \quad 5.4$$

Значения σ^* и P^0 будут равны:

$$\sigma^*(q) = \rho [m(t) - z]; \quad P^0_{z=0} = P(t); \quad P^0_{z=vt} = \text{const}, \quad 5.5$$

где $m(t)$ – переменная во времени мощность элемента глинистого слоя.

С учетом 5.5 уравнение 5.2 примет вид:

$$dP/dt = (\rho^* / \rho + 1) v + \alpha d/dz (k dP/dz). \quad 5.6$$

Таким образом, мы имеем дело с обычным уравнением Фурье с внутренним источником питания постоянной интенсивности (пренебрегая изменением плотности пород и поровых растворов), с равномерно движущейся границей и граничными условиями 5.4.

Из уравнения 5.6 видно, что теоретически возможно появление экстремума функции внутри исследуемой области, т.е. максимальное значение порового давления по отношению к значениям давления флюида на границах – границах раздела между двумя противоположными направлениями движения – вверх и вниз, к кровле и подошве глинистой толщи.

Из анализа этого уравнения следует также, что возможность появления экстремума функции (давления) определяется при прочих равных условиях только двумя параметрами: скоростью осадконакопления (скорость приращения внешней нагрузки в любой точке) и проницаемостью среды, которые могут меняться в широких пределах, в то время как коэф-

фициенты пористости и уплотнения и плотность поровых вод меняются в относительно узких пределах.

Аналитическое решение уравнения 5.6 с граничными условиями 5.4 при постоянном значении коэффициента проницаемости среды представляет собой систему интегральных уравнений типа Вольтера с переменным верхним пределом, реализовать которую достаточно сложно.

Поэтому уравнение 5.6 с граничными условиями 5.4 интегрировалось на ЭВМ, что позволило получить решение ряда тестовых задач при различных параметрах с учетом их изменения в пространстве и времени.

Для упрощения решения была введена новая функция

$$P = (\rho^*/\rho + 1) v + U.$$

После этого уравнение 5.6 сводится к обычному уравнению теплопроводности без внутренних источников, но с переменными во времени граничными условиями:

$$z = 0 \quad t > 0 \quad U = -vt (\rho^*/\rho - 1),$$

$$z = vt \quad t > 0 \quad U = -\rho^*/\rho vt.$$

Начальные условия оставались прежними, т.е. при $t = z = 0$, $U = 0$.

Значения коэффициентов пористости и уплотнения снимались с графика (см. гл. 6). Начальные значения коэффициента проницаемости определялись по тому же графику. Плотности воды и глин принимались равными, соответственно, 1000 и 2300 кг/м³. Скорость осадконакопления (приращение внешней нагрузки) принималась исходя из того, чтобы при реальных значениях остальных параметров добиться экстремума функции порового давления, т.е. оценить при каких экстремальных условиях возможно появление границы раздела между противоположными (вверх-вниз) направлениями движения отжимающихся поровых растворов.

Интегрирование осуществлялось при различных значениях указанных параметров (рис.5.2). Для удобства анализа различных вариантов решения задачи графики построены в относительных координатах, т.е. значение порового давления в любой точке $P(z)$ элемента глинистой толщи отнесены к значению порового давления на его подошве $P(0)$, а любая точка z отнесена к общей мощности элемента глинистой толщи, сформировавшейся на момент времени t .

Вариант 1

Задача решается при $K = 10^{-8}$ м/сут, $V = 10^{-3}$ м/год, $a^* = 10^{-3}$ см²/кг. Результаты решения приведены на рисунке 5.2а.

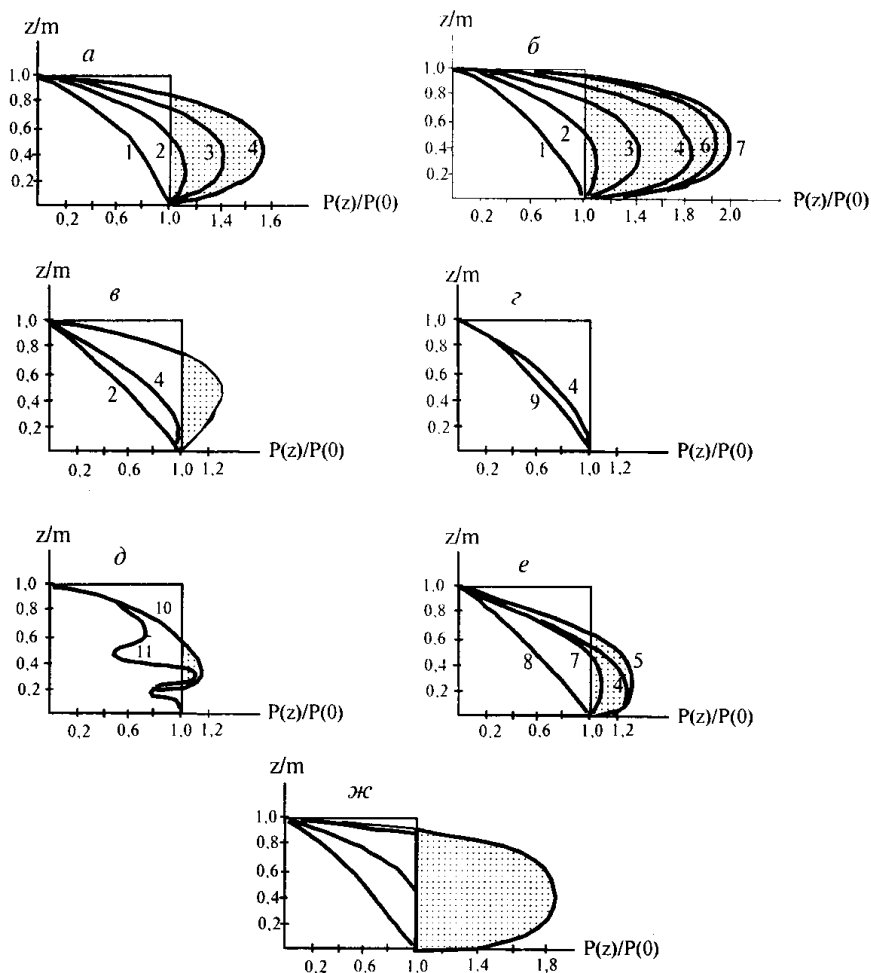


Рис. 5.2. Распределение порового давления в уплотняющихся глинах

Варианты *а-ж* при различных параметрах: 1–4 – при мощности глин, в м: 1 – 30, 2 – 100, 3 – 250, 4 – 500; 5–8 – при глубине залегания подошвы глинистой толщи, в м: 5 – 1500, 6 – 2000, 7 – 2500 и скорости осадконакопления 10^{-4} м/год или коэффициенте проницаемости 10^{-6} м/сут, 8 – 2500; 9–11 – при мощности глинистой толщи 130 м, 9 – скорости осадконакопления 10^{-5} м/год, 10 – при наличии одного или 11 – двух песчаных прослоев; 12 – с учетом изменения коэффициента уплотнения; 13 – без учета коэффициента уплотнения; 14 – с учетом изменения коэффициентов пористости, уплотнения и фильтрации; 15 – то же, при скорости осадконакопления 10^{-4} м/год. Крап – зона аномально высоких поровых давлений

Все параметры принимались постоянными до погружения подошвы элемента глинистой толщи на глубину 500 м и мощности ее 500 м.

При мощности глинистого слоя 80 м внутри него появляется граница раздела между двумя направлениями движения отжимающихся поровых растворов: вверх и вниз (область $P(z)/P(0) > 1$). При этом с увеличением мощности слоя граница раздела перемещается вверх по пласту. Значения экстремума порового давления по отношению к максимальному давлению на подошве слоя непрерывно растут и достигают 1,75 при мощности 500 м, т.е. внутри глинистой толщи формируются аномально высокие поровые давления с коэффициентом аномальности 1,75.

Вариант 2

Условия те же, но учитывалось изменение коэффициента проницаемости, которое задавалось в соответствии с кривой 1 (см. гл. 6), при его начальном значении 10^{-8} м/сут. Кроме того, при достижении мощности глинистого слоя 500 м он погружается до глубины залегания подошвы на 2500 м. При этом предполагается, что на кровле глинистого слоя мощностью 500 м накапливаются песчаные хорошопроницаемые отложения с той же постоянной плотностью 2300 кг/м^3 . С момента, соответствующего накоплению слоя мощностью 500 м, вводилось изменение в уравнение равновесия 5.3 и граничные условия 5.4.

Изменение коэффициента проницаемости по вертикали приводит к повышению максимального значения порового давления при прочих равных условиях (при мощности 500 м) с 1,75 до 1,8 (см. рис.5.2б). При последующем погружении (более 500 м) разделяющая гидродинамическая граница приближается к середине глинистого слоя. Максимум порового давления продолжает увеличиваться и достигает максимального значения на глубине 2500 м, где коэффициент аномальности составляет 2,1, что очень близко к геостатическому давлению. Возможно, что в предельном случае коэффициент аномальности может достичь 2,3 (т.е. средней плотности горных пород).

Вариант 3

Условия те же, но начальное значение коэффициента проницаемости принято 10^{-7} м/сут (см. рис.5.2в). Подчеркнем, что если в слое, прилежащем к кровле (мощность 25–125 м), значение коэффициента проницаемости 10^{-7} м/сут, то в слое той же мощности, но прилежащем к подошве слоя, его значение меньше 10^{-8} м/сут. Из рисунка видно, насколько существенно влияет увеличение коэффициента проницаемости в вертикальном разрезе: коэффициент аномальности снижается с 1,83 до 1,08 (в 1,7 раза)

при мощности глинистого слоя 500 м и с 2,1 до 1,4 (в 1,5 раза) при погружении подошвы глинистого слоя на глубину 2500 м.

Вариант 4

По отношению к варианту 1 значение коэффициента проницаемости составляет 10^{-7} и уменьшено значение скорости осадконакопления до 10^{-4} м/год. При этих значениях параметров максимум порового давления внутри глинистой толщи не появляется (см. рис.5.2з). Распределение порового давления определяется в основном значениями напора на границах глинистой толщи.

Вариант 5

При достижении мощности глинистого слоя 130 м на расстояниях 22 м и 67 м от его подошвы задавались условия, имитирующие наличие одного и двух песчаных прослоев, по которым возможен отток отжимающихся поровых вод за пределы изучаемого элемента глинистого слоя (см. рис.5.2д). Из рисунка видно, что в самих песчаных прослоях и пограничных глинистых слоях формируются нормальные поровые давления. В связи с тем, что в реальных природных средах чисто глинистых пород не существует, а они могут лишь преобладать в разрезах, сложенных чередованием глинистых и песчаных пород, по-видимому, исключается возможность появления областей с аномально повышенными поровыми давлениями. Аналогичные условия будут характерны и для участков, где имеется тектоническая трещиноватость, формирующая субвертикальные ослабленные зоны, по которым возможна релаксация поровых давлений.

Вариант 6

Отличается от варианта 2 тем, что учитывалось изменение коэффициента проницаемости не только от уплотнения глинистых пород, но и от температуры.

В этом случае изменение коэффициента проницаемости задавалось в соответствии с кривой 2 (см. гл. 6).

При погружении до 1000 м поровое давление внутри глинистой толщи вначале равномерно возрастает и достигает максимально значения $P(z)/P(0) = 1,3$ на расстоянии 75 м от подошвы глинистого слоя (см. рис.5.2е). При дальнейшем погружении начинает сказываться рост температуры, что приводит к снижению порового давления, которое на глубине залегания подошвы слоя 2500 м составляет всего 1,1 от значения давления на подошве слоя, равного 1, т.е. поровое давление не только не достигает значения 2,2 (вариант 2), но значительно (в 1,9 раза) меньше.

Кривая 9 получена при уменьшении скорости осадконакопления на один порядок (с 10^{-3} до 10^{-4} м/год). Уменьшение скорости приращения геостатического давления однозначно показывает, что при уменьшении скорости приращения внешней нагрузки распределение порового давления внутри глинистого слоя описывается практически прямой линией, а их абсолютные значения определяются только значениями гидростатического давления на кровле и подошве глин, т.е. скорости перераспределения порового давления при начальном значении коэффициента проницаемости 10^{-7} м/сут значительно больше такого геологического процесса, как скорость осадконакопления.

Вариант 7

В процессе уплотнения глинистых пород происходит изменение их пористости и коэффициента пористости, а также коэффициента уплотнения (см. рис.5.2ж). Последние два входят в уравнение консолидации как постоянные коэффициенты. Предполагается, что их изменение можно не учитывать при изучении уплотнения глинистых пород и движения поровых растворов. Однако количественные оценки этого в настоящее время отсутствуют.

В варианте 7 учитывалось изменение этих параметров во времени (при заданной скорости осадконакопления) и по разрезу. При этом на каждый последующий момент времени по разрезу глинистого слоя учитывались прошедшие перемены, т.е. в пределах каждого рассматриваемого момента эти параметры считались постоянными, а изменения учитывались только по координате; на последующие моменты времени вводились соответствующие поправки для каждого блока.

Результаты оценки представлены на кривой 12 (см. рис.5.2ж) при глубине погружения 2500 м. Из рисунка видно, что по отношению к кривой 13 (учет изменения коэффициента проницаемости под действием только уплотнения) происходят весьма несущественные изменения. Коэффициент аномальности увеличивается с 2,1 (кривая 13) до 2,14 (кривая 12), т.е. всего на 0,04. Следовательно, изменение коэффициентов пористости и уплотнения глинистых пород незначительно сказываются на формирование порового давления в уплотняющихся осадках.

Для оценки роли различных факторов на том же рисунке приведены кривые, описывающие распределение порового давления с учетом изменения всех рассмотренных вариантов (при равной для всех глубине погружения – 2500 м). Кривая 14 – учитывалось изменение коэффициентов пористости, уплотнения и коэффициента проницаемости с учетом уплот-

нения и температуры. Кривая 15 – те же значения параметров и характер их изменения, но при скорости осадконакопления 10^{-4} м/год.

Таким образом, анализ полученных результатов показывает, что гидравлический водораздел (непроницаемая граница раздела противоположных направлений движения поровых растворов) появляется лишь при значениях параметров, существенно отличающихся от реально наблюдаемых в природе: при коэффициентах проницаемости глинистых пород менее 10^{-7} м/сут и скоростях осадконакопления более 10^{-3} м/год. Столь высокие скорости осадконакопления нехарактерны не только для платформенных, но и для геосинклинальных условий. Их следует рассматривать как аномальные. Во всех остальных случаях имеет место нормальное распределение порового давления, зависящее только от значений гидростатического давления на границах глинистого слоя. Кроме того, результаты решения задачи указывают на существенно стационарный режим фильтрации, при котором скорость перераспределения давления поровых вод (скорость оттока) значительно больше скорости приращения горного давления.

Для правильного решения дифференциального уравнения теплопроводности конечно-разностным методом необходимо [144], чтобы временные сопротивления и сопротивления сетки были одного порядка и отличались бы друг от друга не более чем в 6–10 раз.

Применительно к задаче, сформулированной выше, соотношение этих сопротивлений можно записать следующим образом:

$$R/R_z = k*365/(v*\mu *\Delta t) = 6-10,$$

где: $\mu = (\rho a \cdot m)/(1 + E_{cp})$.

При $v = 10^{-5}$ м/год (наиболее характерная величина для платформенных условий), мощности глинистого слоя 100 м, при коэффициенте проницаемости 10^{-7} м/сут, коэффициенте уплотнения 10^{-4} см²/кг и коэффициенте пористости 0,5 получается, что Δt должно быть более 10^7 лет.

Это время превышает более чем в 5 раз время, необходимое для накопления глинистой толщи в 100 м. Это в свою очередь свидетельствует о том, что на любой момент времени при реальных природных параметрах (значение коэффициента проницаемости глинистых отложений занижено по сравнению с реально наблюдаемыми) распределение порового давления будет определяться только значениями гидростатического давления на границах глинистой толщи.

То есть миграция отжимающихся поровых растворов имеет существенно стационарный режим фильтрации. Таким образом, в уплотняющихся глинистых отложениях не может формироваться граница раздела между двумя противоположными направлениями движения. Тем более что основные процессы уплотнения и минерального преобразования глинистых отложений заканчиваются на глубинах 1800–2500 м (см. гл. 6), ниже этой глубины расположено наибольшее количество проявлений АВПД.

Подчеркнем еще раз, что: 1) все причины, приводящие к формированию АВПД, необходимо рассматривать только в соотношении со скоростями перераспределения давлений, т.е. сопоставлять скорости процессов, созидающих АВПД, со скоростями процессов, их разрушающих; 2) процессы, приводящие к возникновению аномальных давлений, должны быть либо постоянно действующими, либо время от времени повторяющимися (периодическими), что будет способствовать сохранению аномального давления в относительно замкнутой системе на протяжении длительного времени.

5.3. Основные факторы и процессы, приводящие к формированию АВПД

Процессы, приводящие к возникновению АВПД, можно разделить на две группы: внешние и внутренние. Кроме того, среди них можно выделить постоянно действующие, имеющие, как правило, малые скорости, и единовременные, проявляющиеся интенсивно, периодически и нередко с большими скоростями.

Элизионные процессы

Существование влияния элизионных процессов на формирование АВПД является чрезвычайно распространенной точкой зрения. По мнению подавляющего большинства исследователей, под действием возрастающего горного давления происходит сжатие пород, о чем свидетельствует в частности уменьшение пористости пород с глубиной [51, 82–86]. При этом наиболее существенно уплотнению подвергаются глинистые

отложения. При их уплотнении и катагенетическом преобразовании глинистых минералов выделяется большое количество воды, часть которой может поступать в относительно изолированную часть водоносного горизонта.

За счет увеличения геостатической нагрузки АВПД может возникнуть двумя путями: вследствие уменьшения объема системы (при отсутствии оттока) и в результате поступления дополнительного питания из уплотняющихся глин. Дополнительное питание может осуществляться также за счет дегидратации глинистых минералов и вторичной перекристаллизации при катагенезе осадков.

Процессы эти, безусловно, имеют место, что подтверждается большим фактическим материалом. Однако при оценке роли этих процессов в формировании поля пластовых давлений вообще и аномальных в частности необходимо учитывать и оценивать масштабность этих процессов на надежной физической и математической основе и рассматривать этот процесс во времени.

Как правило, сторонники значимой роли элизионных процессов в формировании давлений в глубоких частях разреза слоистых отрицательных структур априорно принимают, что АВПД образуются вследствие различия в скоростях приращения горного давления и перераспределения порового давления в глинистых породах. При этом горное давление растет быстрее, чем перераспределение горного давления. Выше было показано, что это не соответствует действительности.

Для доказательства значимого влияния элизионных процессов в расчетах нередко используются математические модели, недостаточно обоснованные физически, или используются не совсем обоснованные параметры расчета.

Так, В.В.Колодий и Ю.В.Калужный вводят понятие «коэффициент затрудненности оттока», который, по их мнению, является обратной величиной скорости фильтрации, помноженной на отношение максимальной и фактической площади «поперечного канала оттока». Используя предлагаемый коэффициент, авторы приходят к выводу о том, что на глубине 15 км возможно формирование и сохранение АВПД в течение десятков миллионов лет. Не обсуждая предлагаемой модели, отметим лишь то, что при расчете используются значения параметров максимальных и фактических площадей поперечных каналов оттока, а значения градиентов принимаются те, которые характерны для горизонтальной составляющей скорости фильтрации. Если использовать наиболее характерные значения

k_0/m_0 , то время сохранения АВПД на глубине 15 км лишь на порядок выше, чем на глубине 1,5 км, т.е. составляет первые десятки тысяч лет.

Наиболее весомые возражения против участия геостатического давления в формировании АВПД выдвинуты К.А.Аникиевым [3], некоторые из которых целесообразно привести: 1) в одинаковых условиях изоляции АВПД должны меняться плавно, между тем они меняются скачкообразно; 2) рост градиента АВПД не соответствует росту геостатического давления; 3) неповсеместное распространение АВПД, в то время как процесс уплотнения глинистых пород явление повсеместное; 4) процессы осадконакопления давно закончились, имеют место процессы денудации, т.е. действует фактор, уничтожающий АВПД.

С этими аргументами трудно не согласиться. Однако они, к сожалению, по прежнему не принимаются во внимание. К ним можно добавить выводы, полученные при моделировании уравнения фильтрационной консолидации при различных значениях параметров. Это, прежде всего, вывод *о стационарности процессов уплотнения*.

В качестве основного доказательства значимого влияния горного давления на формирование АВПД его сторонники приводят очень впечатляющие цифры о количестве отжатых поровых вод (сотни кубических километров). Однако если пересчитать эти величины на единицу площади и единицу времени, то получаются весьма малые значения. Так, например, из верхнеюрского–нижнемелового водоносного комплекса Западной Сибири за все время было отжато $330 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поровых вод (см. гл. 7), что составляет примерно $6 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{м}^2$ в сутки.

Из вышесказанного можно сделать вывод о том, что элизионные процессы не могут являться причиной формирования АВПД.

Дегидратация глинистых минералов

Дегидратация глинистых минералов и освобождение кристаллизационной воды в результате эпигенетических процессов (диагенез и катагенез) будут описаны выше (см. гл. 6, 13). Основной объем кристаллизационной воды освобождается в интервале глубин 1800–2500 м и температур 70–90°C, т.е. на относительно небольших глубинах.

Кроме того, эпи- и катагенетические изменения глинистых пород идут в направлении монтмориллонит→хлорит→гидрослюда, а опыт изучения проницаемости глинистых пород [42] показывает, что проницаемость гид-

рослюдистых глин по отношению к монтмориллонитовым на 2–3 порядка выше (см. гл. 6). Следовательно, по мере катагенетических преобразований глинистых минералов их фильтрационные свойства будут возрастать и скорость оттока освобождающейся кристаллизационной воды будет увеличиваться.

Этому будет способствовать образование жестких структурно-кристаллических связей в ряду пластичная глина–аргиллит–глинистый сланец, что приведет к снижению пластичности и повышению способности глинистых пород к трещиноватости, т.е. к постепенной смене поровой проницаемости на трещинную. Это подтверждается открытием ряда промышленных месторождений нефти в аргиллитах (например, баженовская свита Салымского месторождения Западной Сибири и др.).

Таким образом, представляется весьма сомнительной роль процессов дегидратации глинистых минералов в формировании АВПД.

Тектонические силы (работа внешних сил)

Другим внешним фактором, способным привести к изменению объема относительно изолированной системы и тем самым к формированию АВПД, являются тектонические силы. Мы исключаем из рассмотрения тектонические движения эйперогенического характера, так как очевидно, что их скорости значительно меньше скорости перераспределения пластовых давлений. Эти скорости одного порядка со скоростями осадконакопления, которые не могут привести к созданию АВПД.

На связь АВПД с тектоникой (точнее, с геодинамикой) указывает тот факт, что преобладающая их часть проявляется в областях, прилегающих к альпийской зоне складчатости (Кавказ, Средняя Азия, Карпаты и др.) и в районах, тектонически активных в настоящее время (см. гл. 8, 10). Зоны тектонических напряжений существуют также в древних слоистых отрицательных структурах (Печорский НГБ – Колвинский мегавал и др.), а также в авлакогенах древних платформ (Припятская и Днепровско-Донецкая впадины).

Результат действия тектонических сил тот же, что и сил геостатического сжатия – уменьшение объема системы. Кроме того, эти силы могут вызывать разрывные нарушения, по которым термальные (или холодные) растворы из глубоких недр земной коры будут поступать в относительно изолированный пласт. Но в отличие от сил геостатического сжатия они,

во-первых, разнонаправленны, т.е. имеется возможность всестороннего сжатия, во-вторых, могут проявляться мгновенно (сейсмические); имеют более высокие скорости (землетрясение, извержения вулканов и т.д.).

Если же они и нарастают постепенно, то со скоростями, значительно большими, чем скорости геостатического уплотнения. Так, «медленные» движения имеют следующий порядок. Кавказ испытывает дифференцированные вертикальные движения различного знака от первых до 20 и более мм/год. В Армении максимальная скорость горизонтального смещения отдельных блоков составляет 5,6 см/год; на Южном Урале – до 7 мм/год. На Калифорнийском побережье США установлены современные подвижки земной коры по разлому Сан-Андреас со скоростью 30 мм/год. В центральных Кызыл-Кумах отмечены вертикальные движения со скоростью до 10 мм/год; на Камчатке в районе Авачинского вулкана происходит движение блоков с амплитудой до 50 мм/год; Апшеронский п-ов испытывает движения различного знака: максимальная скорость поднятия составляет 12 мм/год, опускания – в отдельных точках до 50 мм/год. При этом за последние 50 лет скорости возросли вдвое [52–54, 90].

Сравнивая скорости вековых движений (скорости осадконакопления в геосинклинальных областях составляют $10^{-(1-2)}$ мм/год) с современными скоростями вертикальных движений можно утверждать, что последние по меньшей мере на 2–3 порядка выше.

Сейсмические процессы, накапливая постепенно напряжения в системе флюид–порода, проявляются практически мгновенно и значительно превышают скорости перераспределения давлений в слоистых системах. Большое значение имеет не только масштаб неотектонических процессов, но и их повторяемость во времени. Сейсмически активные районы испытывают большое количество толчков, что важно для поддержания и сохранения АВПД. Так, например, в Монголо-Байкальской сейсмической зоне происходит до 1000 толчков в год (2–3 в сутки), в Восточном Предкавказье регистрируется до 1000–1500 землетрясений в год различной интенсивности (в среднем 3–5 в сутки).

Изменение пластового давления при проявлении активных тектонических процессов в ряде случаев происходит на глазах человека [3, 90]. При прохождении сейсмических волн через флюидонасыщенные породы пластовые давления одновременно во всех горизонтах то повышаются, то понижаются; в скважинах то начинается фонтанирование, то уровень в них снижается ниже первоначального. Прекращают работать одни источ-

ники, начинают работать другие, в иных увеличивается дебит, с которым источники изливаются длительное время (недели, месяцы). Так, после землетрясения в Арвии-Техачани (США) дебит одного из источников увеличился более чем в 4 раза, постепенно он снижался и через год превышал свой первоначальный дебит в 3 раза.

После Ташкентского землетрясения (1966 год) в эксплуатационных скважинах было не только скомпенсировано понижение уровней, но и их превышение спустя 5 месяцев после землетрясения достигало 3 м над первоначальным уровнем. В один из сильных толчков давление в одной из скважин поднялось на 0,2 МПа, а в районе другой скважины образовался купол гидроизогипс, что возможно, как справедливо утверждают авторы работы [90], только при наличии дополнительного питания. После землетрясения в Дагестане (1970 год) отмечалось изменение дебитов эксплуатационных скважин на расстоянии 100–250 км. В одной из скважин дебит нефти увеличился на порядок, а воды – в три раза, начала действовать одна из сухих скважин.

По данным режимных наблюдений (более 100 наблюдательных скважин, период наблюдений более года), над нефтяным месторождением Мухта (о. Сахалин) в приповерхностных отложениях в связи с землетрясениями резко менялся состав и количество углеводородов во времени. В период наблюдений отмечено 12 толчков силой менее 1 балла и землетрясение с магнитудой 9,5. Установлено, что даже слабые землетрясения вызывают заметное усиление вертикальной миграции флюидов в приповерхностные отложения.

Аналогичные факты установлены Ш.Х.Амирхановым по результатам изучения газового состава в приповерхностных отложениях до и после Ташкентского землетрясения. Здесь наблюдалась активная миграция углеводородов из залежи с глубины около 800 м вплоть до поверхности. При этом количество точек с высоким содержанием углеводородов со временем постепенно возрастало, что автор справедливо связывает с нарушением сплошности пород после землетрясения. Влиянием тектонических процессов можно объяснить АВПД, близких по своей величине к геостатическому и в ряде случаев превышающих его.

Тектонические силы являются одной из главных причин возникновения АВПД, что признается большинством исследователей. Однако влияние сейсмической активности на поле пластовых давлений является кратковременным процессом. Через какое-то время давления восстанавливаются. Кроме того, значимое их влияние на поле пластовых давлений

возможно только для пластовых систем, граничащих с сейсмически активными районами (Предкавказье, Средняя Азия и др.), а АВПД встречаются и в районах, достаточно удаленных от них (Западная Сибирь, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция и др.).

В последние 20–25 лет в ряде регионов России и сопредельных территорий были организованы стационарные геофизические полигоны, на которых в числе прочих исследований (например, высокоточное повторное нивелирование) осуществлялись длительные режимные высокоточные гравиметрические наблюдения. Результаты этих наблюдений сводятся к следующему. Выявлены изменения силы тяжести, более чем на 2–3 порядка превышающие предельные ошибки наблюдений. Аномальные изменения силы тяжести достигают 250–300 МГал. Установлена временная нестабильность изменения силы тяжести, имеющая квазипериодический характер. Наблюдения с периодичностью 2 месяца позволили выявить короткопериодичные вариации силы тяжести [169, 170].

В.А.Сидоровым установлен квазипериодический характер аномальных вертикальных смещений с амплитудой до 30–40 мм/год (иногда 50 мм/год), которые проявляются в очень узких зонах небольшой ширины (1–3 км) и протяженностью (5–10 км). Аномалии возникают в одном и том же месте над разломными зонами с интервалом примерно 2–4 года. Продолжительность активизации разлома (т.е. время «жизни» аномалий) составляет от нескольких месяцев до года. Аномалии гравитационного поля с амплитудой до $(1-2) \cdot 10^{-6}$ м/с² в год также проявляются над разломами, также носят квазипериодический характер и проявляются с меньшим интервалом времени, чем аномалии современных вертикальных движений [170]. Разработанная авторами модель параметрических деформаций геофизической среды используется ими для прогнозирования зон повышенной трещиноватости.

На рисунке 5.3 приведены вариации поля силы тяжести в пределах Речинского разлома (Днепровско-Донецкая впадина), где виден квазипериодический характер его изменения. Непривлинные изменения гравитационного и других полей установлены на Северном Кавказе, Принятской впадине и других районах.

Изучение землетрясений во времени в Восточном Предкавказье показало «синусоидальный» характер этих изменений, «характеризующий пульсирующий сейсморежим Земли ...Пульсирующий режим обуславливает направленность и периодичность активизации геодинамических процессов ...оказывающих в свою очередь влияние на интенсивность тектони-

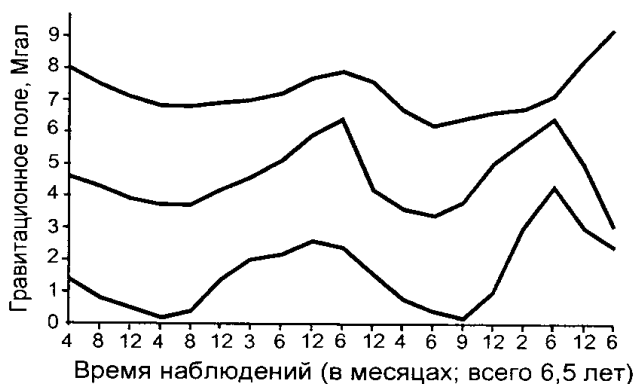


Рис. 5.3. Вариации поля силы тяжести в пределах Речинского разлома (Днепровско-Донецкая впадина)

ческих движений, сейсмичность и флюидодинамику» (Н.А.Касьянова). Максимальная нефтеотдача связана с интенсивностью сейсмичности.

Изменение гравитационного поля свидетельствует об изменении плотности в системе вода–порода в результате изменения напряжений под воздействием внешних сил. Оценим количественно этот процесс.

Уравнение движения жидкости с учетом воздействия внешних сил записывается в виде:

$$a \nabla^2 P + \alpha \partial P_0 / \partial t = \partial P / \partial t, \quad 5.7$$

где: P – давление флюида, P_0 – внешнее давление, a – пьезопроводность, t – время, α – коэффициент, зависящий от сжимаемости воды и скелета породы, ее пористости, плотности воды.

Подчеркнем, 2-й член левой части уравнения 5.7 имитирует наличие внутренних источников питания. Его знак будет определять повышение давлений в точке воздействия внешнего давления (сжимающие усилия – увеличение плотности системы и увеличение гравитационного поля) или его понижение (растягивающие усилия – уменьшение плотности системы и гравитационного поля).

Оценим влияние тектонических напряжений на изменение пластовых давлений с учетом упругодеформационных свойств пород. Представим

геологическое тело в виде шара. Уравнение 5.7 в радиальных координатах записывается в виде:

$$a \frac{d^2(r,P)}{dr^2} + \alpha \frac{dP_0}{dt} = \frac{d(r,P)}{dt}; \quad 0 \leq r \leq R . \quad 5.8$$

Предположим, что шар испытывает внешнее равномерно распределенное давление с постоянной скоростью, т.е. $P_0 = \beta t$, и полностью гидродинамически изолирован от окружающей пород. Тогда второй член левой части уравнения будет равен $\alpha\beta$. Задачу решаем в приращениях давлений ($P(r,0) - P(r,t) = \Delta P$). Считаем, что $P(r,0)=0$, тогда $P(r,t)=\Delta P$. Начальные и граничные условия в этом случае запишутся:

$$P(r,0) = 0; \quad \frac{dP(0,t)}{dt} = 0; \quad \frac{dP(R,t)}{dt} = 0 . \quad 5.9$$

Решение уравнения 5.8 с граничными условиями 5.9 имеет вид (А.В.Лыков, 1967 г.):

$$P = \frac{\beta t}{\frac{L_0}{E_0} + 1}; \quad L_0 = n_0 / (1 - n_0); \quad E_0 - \text{модуль Юнга для воды.}$$

Это очевидное решение показывает, что давление в шаре растет пропорционально времени внешнего воздействия (в пределах упругих деформаций не превышающих предела прочности пород). Его можно использовать для анализа изменения пластового давления в зависимости от коэффициента сжимаемости пород. Увеличение пластового давления для некоторых типов вмещающих пород (при $\beta = 0,1$ МПа/сут и модуле Юнга для воды $2,3 \cdot 10^3$ МПа) показано на рисунке 5.4а, из которого видно, что чем выше сжимаемость пород, тем интенсивнее растут пластовые давления. Наиболее активно этот процесс протекает в песчано-глинистых породах, менее активно в известняках.

Рассмотрим эту же задачу, но при условии гидродинамического взаимодействия с окружающими породами. В этом случае при тех же начальных условиях граничные условия запишутся:

$$dP(0,t) = 0,$$

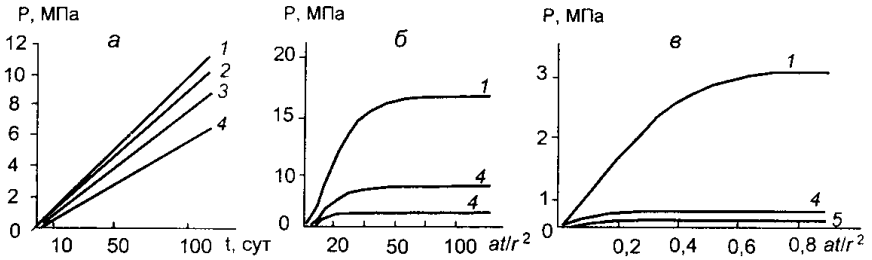


Рис. 5.4. Изменение приращения давления в шаре

а – при отсутствии взаимосвязи с окружающей средой, б, в – с различной интенсивностью взаимосвязи: 1 – в глинисто-алевритовых породах, 2 – в аргиллитах, 3 – в глинистых песчанниках, 4 – в известняках, 5 – в кварцитах

$$\frac{dP(R,t)}{dr} + \frac{k_0}{m_0 k} [P^0 - P(R,t)] = 0, \tag{5.10}$$

где P^0 – пластовое давление в окружающих породах, k_0 и m_0 – проницаемость и мощность приграничного слоя шара, k – коэффициент фильтрации вмещающих пород.

Решение уравнения 5.8 с граничными условиями 5.10 при $P^0 = 0$ имеет вид (А.В.Лыков, 1967 г.):

$$P(r,t) = \alpha\beta R^2 [1/6(1 + (2m_0 k)/(k_0 R) - r^2/R^2)] - f(r,t), \tag{5.11}$$

$$f(r,t) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{A_n}{\mu_n^2} \frac{R \sin(\mu_n r / R)}{r \mu_n} \exp(-\mu_n^2 \frac{at}{r^2}), \tag{5.12}$$

$$A_n = \psi \left(\frac{k_0 R}{k m_0} \right); \mu_n = \varphi \left(\frac{k_0 R}{k m_0} \right).$$

Рассмотрим случай, когда $k_0 \ll k$. Примем $k_0 = 10^{-7}$ м/сут, $k = 10^{-3}$ м/сут. В этом случае

$$f(r,t) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{A_n}{\mu_n^2} \exp(-\mu_n^2 \frac{at}{r^2}). \tag{5.13}$$

Из 5.13 видно, что спустя некоторое время после начала внешнего воздействия процесс становится стационарным, т.к. при больших значениях at/r^2 ряд в равенстве 5.13 быстро сходится, а давление в области будет описываться выражением:

$$P(r,t) = \alpha\beta R^2 [1/6(1 + (2m_0k)/(k_0R) - r^2/R^2)] . \quad 5.14$$

Из 5.14 видно, что при внешнем воздействии, не превышающем предела прочности пород, изменение давления в системе не зависит от времени, а при прочих равных условиях прямо пропорционально интенсивности внешнего воздействия (в данном случае под β понимается внешнее воздействие на единицу площади, МПа/м²). Время наступления стационарного режима зависит от параметров пограничного слоя, т.е. от интенсивности гидродинамической взаимосвязи с окружающими породами. Абсолютное значение приращения пластового давления при прочих равных условиях определяется деформационными свойствами пород (см. рис. 5.4б).

Если принять $k_0 = 10^{-4}$ м/сут, а $k = 10^{-3}$ м/сут, то повышение давления в области и его изменение во времени будет описываться кривыми, приведенными на рисунке 5.4в. Из сопоставления рисунков 5.4б и 5.4в, построенных при $r/R = 0,1$, $R = 200$ м и $\beta = 0,1$ МПа/м², видно, что увеличение интенсивности гидродинамической взаимосвязи изучаемой области с внешней средой (увеличение коэффициента проницаемости пограничного слоя на 4 порядка) приводит к меньшему приращению давления и к более быстрому наступлению стационарного режима. Это еще раз подтверждает то обстоятельство, что для формирования АВПД необходимо наличие непроницаемых или слабопроницаемых границ, окружающих часть пластовой системы.

В приведенных решениях внешнее воздействие принималось равномерно распределенным по поверхности изучаемого тела и постоянной интенсивности. В реальных природных условиях имеет место неравномерное меняющееся во времени внешнее воздействие различного знака (сжатие, растяжение). В связи с этим представляется интересным оценить скорости релаксации пластовых давлений при кратковременных внешних воздействиях.

С этой целью рассмотрим приращение давления в полуограниченном теле при мгновенном тектоническом импульсе интенсивностью β . Положим при этом, что на границе тела в начальный момент времени давление равно нулю. В этом случае начальные и граничные условия запишутся:

$$P(x,0)=0; P(\infty,t)=0; P(0,t)=0. \quad 5.15$$

Решение уравнения 5.7 при $dP_0/dt = 0$ с граничными условиями 5.15 имеет вид (А.В.Лыков, 1967 г.):

$$P(x,t) = \frac{\beta}{2\sqrt{at}} \left\{ \exp\left[-\frac{(x-x_1)^2}{4at}\right] + \exp\left[-\frac{(x+x_1)^2}{4at}\right] \right\}. \quad 5.16$$

Из равенства 5.16 видно, что перераспределение приращения давления при мгновенном импульсе обратно пропорционально корню квадратному из произведения пьезопроводности и времени. На рисунке 5.5 показана релаксация давления при мгновенном импульсе ($\beta = 1$ МПа) при

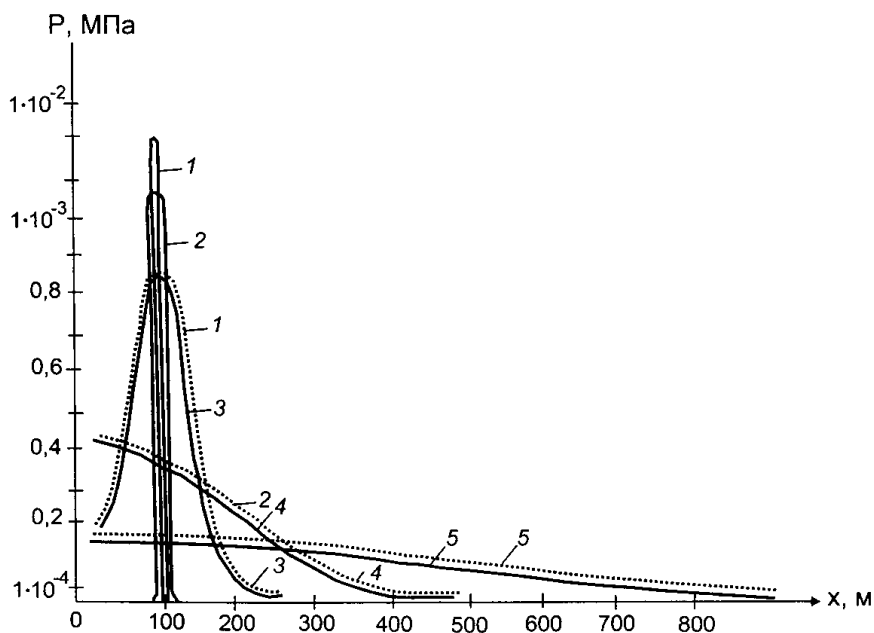


Рис. 5.5. Релаксация пластовых давлений при мгновенном тектоническом импульсе

1 – распределение давлений через время $t=0,001$ сут после мгновенного импульса; 2 – то же, при $t=0,01$ сут; 3 – то же, при $t=0,1$ сут; 4 – то же, при $t=1$; 5 – то же, при $t=10$ сут. Пунктирная линия при пьезопроводности $a=10^4$ м²/сут, сплошная – при пьезопроводности $a=10^6$ м²/сут

различных значениях пьезопроводности. При $a = 10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$ давление снижается до практически первоначального за 0,1 сут. При $a = 10^4 \text{ м}^2/\text{сут}$ за 10 сут.

Для слоистых систем пьезопроводность меняется в широких пределах: от $10^{-(1-2)}$ для глинистых пород [146] до $10^{5-6} \text{ м}^2/\text{сут}$ для коллекторов. Следовательно, время релаксации пластовых давлений, возникающих при тектонических импульсах, будет также меняться в широких пределах в различных слоистых системах. Так, в глинистых породах при $a = 10^{-1} \text{ м}^2/\text{сут}$ время релаксации составит уже около 200 тыс. лет.

Таким образом, наблюдаемое в настоящее время распределение пластовых давлений в упруго деформируемой среде может являться следствием постоянно меняющихся напряжений в слоистой системе под действием тектонических сил. В этом случае как бы фиксируется мгновенный снимок (фотография) процесса перераспределения пластовых давлений.

На рисунке 5.6 приведено распределение давлений на один и тот же момент времени (0,01 сут) при пьезопроводности $10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$ и нескольких мгновенных источников, помещенных в различных точках и имеющих различный знак: + (сжатие) или - (растяжение). В этом случае наблюдается сложная картина распределения давлений – наличие пьезомаксимумов и пьезоминимумов, а также градиентов, различных по величине и направлению.

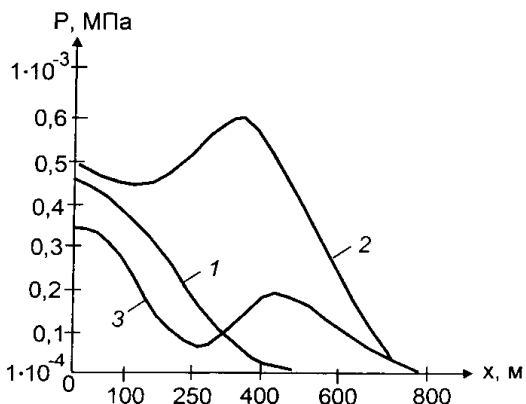


Рис. 5.6. Распределение давлений в полуограниченном теле при пьезопроводности $10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$ на момент времени 0,01 сут

1 – положительный мгновенный источник единичной интенсивности W_1 в точке $x_1=100$ м (сжатие пород); 2 – два источника в точках $x_1=100$ м и $x_2=400$ м, интенсивность источника в точке $x_2=2W_1$; 3 – по отношению к кривой 2 в точке $x_3=250$ м расположен источник интенсивностью $W_3=-W_1$ (растяжение пород)

По наличию градиентов подземных флюидов можно было бы предположить их движение, однако в данном случае движение отсутствует, а имеет место лишь перераспределение давлений, связанное с неравномерным сжатием или растяжением упругодеформируемого массива, неоднородного по фильтрационным, емкостным свойствам и коэффициентам сжимаемости и ограниченного от смежных участков пластовой системы.

Таким образом, в пользу значимого влияния геодинамики на формирование АВПД выдвигаются следующие аргументы.

- 1) Скорости тектонических процессов сопоставимы и часто превышают скорости релаксации пластовых давлений.
- 2) Повторяемость и квазипериодичность тектонических процессов.
- 3) Регистрация натурными наблюдениями влияния тектоники на формирование поля пластовых давлений.

Дополнительное питание

Поступление жидкости из более глубоких горизонтов под давлением, возможно, нормальным для нижних горизонтов, несомненно, приведет к повышению давления в относительно изолированной системе. Поступление жидкости вызывает тот же эффект, что и сжатие системы (работа внешних сил). Так, в системе с площадью основания 10^4 м^2 и мощностью 10 м давление возрастет на 10 МПа при поступлении всего 100 м^3 воды [3].

Флюиды из нижних горизонтов могут поступать по ослабленным зонам, тектоническим нарушениям и участкам, где фильтрационные свойства пород выше, чем в смежных горизонтах.

Одну из таких схем можно представить в следующем виде. Предположим, что имеется канал, по которому возможна фильтрация (прорыв) в вышележащий относительно изолированный блок В какой-то момент времени начинает поступать жидкость с расходом Q_1 . Это повлечет за собой повышение давления в блоке, что в свою очередь вызовет увеличение вертикального градиента через перекрывающую блок толщу, в связи с чем увеличится расход Q_2 из блока (направление движения может быть не обязательно вертикальным, например, боковое). Расход Q_2 будет воз-

растать до тех пор, пока не установится динамическое равновесие между приходящими и уходящими расходами. При этом в блоке установится давление, которое будет аномальным для данной глубины залегания блока.

Коэффициент аномальности будет зависеть только от степени гидродинамической изоляции (проницаемости пограничного слоя) и давления в нижнем слое. Эта схема не является единственной и справедлива лишь при наличии постоянного источника питания в частично открытой системе.

Имеются прямые доказательства возможности участия локальных восходящих потоков в формировании АВПД на конкретных участках [3]. Приведем некоторые из них.

В водяной залежи западной части Пакистана давление внезапно поднялось выше геостатического, вследствие чего произошел гидроразрыв. Вода с глубины 600 м по зоне разломов прорвалась на поверхность в виде источников, которые существовали несколько месяцев. На Апшеронском п-ве после закрытия фонтанирующей скважины нефть стала изливаться на поверхность из трещины, образовавшейся недалеко от скважины. На о-ве Борнео из газоконденсатных месторождений, имеющих давления, близкие к геостатическому, газ и вода прорвались по стволу скважины в вышележащие отложения, содержащие месторождения нефти. Это привело к созданию в них АВПД, далее мигрировали вместе с нефтью вверх по зоне сброса и вышли на поверхность, образовав крупные кратеры, в один из которых провалился цементный завод.

На нефтяном месторождении Дагаджик при депрессии на пласт произошел гидроразрыв и прорыв жидкости через 350-метровую толщу глинистых отложений, что привело к повышению пластовых давлений на 2,1 МПа и повышению дебита эксплуатационных скважин.

Эти примеры далеко не единственные. Но закономерен вопрос, откуда берется вещество (нефть, вода, газ) в нижних горизонтах. Упругой составляющей явно недостаточно, что подтверждается элементарными расчетами. В поисках ответа на этот вопрос неизбежно приходится признать роль фундамента, который является связующим звеном между осадочным чехлом слоистых отрицательных структур с корой и верхней мантией (см. гл. 11).

В результате изучения палинологических форм в над- и подсолевых отложениях ряда нефтяных месторождений Прикаспия [44] установлено, что более древние формы микрофлоры встречаются в более молодых от-

ложениях. Так, в отложениях пермо-триаса присутствуют формы каменноугольного и девонского возраста.

Это является прямым доказательством вертикальной миграции флюида в прошлые геологические эпохи, а возможно и в настоящее время.

По данным А.А.Смылова, большие запасы геотермальной энергии позволяют осадочным бассейнам конкурировать с областями активного вулканизма.

По данным В.Б.Порфирьева и других, в изверженных и метаморфических породах кристаллического фундамента открыто 210 нефтяных и газовых месторождений: в Северной Америке – 28, в Южной Америке – 5, Африке – 109, Европе – 8, Азии – 60. Среди них гигантские месторождения: Хьюгтон-Панхендл – 2 трл м³ газа и 223 млн т нефти; Уилмингтон – 330 млн т нефти; Керн-Ривер – 205 млн т нефти (США); Ауджила-Нафора-Амаль – 512 млн т нефти (Ливия); Ля-Пас – 222 млн т нефти; Мара – 104 млн т нефти (Венесуэла). Месторождения углеводородов в отложениях фундамента открыты в пределах Туранской плиты. Мощность нефтегазонасыщенной толщи фундамента составляет первые десятки метров, но иногда достигает сотен метров (до 450–950 м), например, на нефтяном месторождении Тотума – на глубину 900–1000 м. Последние обобщения по нефтегазонасыщенности и гидротермальной деятельности в породах фундамента приведены в работах [24, 201].

На основании изучения воднорастворимых солей в преимущественно глинистых отложениях баженовской свиты на ряде площадей центральных районов Западной Сибири доказано, что воднорастворимые соли (сульфаты кальция и магния) в аргиллитах могли образоваться только в пластовых условиях при наличии гидротерм (с температурой 250–300°C) сульфатного состава. Гидротермы, по данным авторов, существовали в зонах разломов. В зонах полосой до 1 км от проекции разлома на поверхность породы обладают повышенной пористостью. С аргиллитами баженовской свиты связаны АВПД в центральных районах Западной Сибири (см. гл. 7).

Обобщая материалы по распространению АВПД во многих районах мира, К.А.Аникиев [4] предлагает убедительную газогеодинамическую модель (в его терминологии – теорию) формирования сверхвысоких пластовых давлений. В соответствии с этой теорией развивается концепция эндогенного происхождения АВПД. При этом предполагается наличие газогеодинамической системы в глубоких частях земной коры, откуда под высоким давлением в периоды тектонической и сейсмической

активности флюиды внедряются в осадочный чехол, образуя «главные сверхнапорные залежи и ореолы вторжения». При этом предполагается наличие в осадочном чехле мощных экранирующих толщ, «гасящих энергию поступающих флюидов и сохраняющих АВПД на протяжении того или иного отрезка геологического времени». По его мнению, «привнос сверхдавлений газами представляется выдающейся чертой всех провинций и месторождений с АВПД ...нефтяные и водяные залежи с АВПД повсюду аномально газонасыщены; исключения чрезвычайно редки».

Катагенетические процессы

Под катагенетическими процессами понимается в данном случае совокупность процессов, приводящих к уменьшению свободного емкостного пространства (поры, трещины), что приводит к изменению объема системы и, как следствие, в условиях изоляции к повышению пластового давления в ней.

Катагенетические процессы имеют широкое распространение, их невозможно в полном объеме описать в настоящей книге, а тем более оценить количественно (некоторые из них описаны в главе 6).

Катагенетические процессы начинаются с момента отложения осадков и продолжают в течение всего времени их существования. Интенсивность преобразования пород возрастает по мере их погружения. Скорости этих процессов в нормальных термодинамических условиях в любом случае не превышают скоростей погружения осадочных пород, а последние, как было показано выше, значительно меньше скоростей перераспределения давлений. В связи с этим, вероятно, можно утверждать, что катагенетические процессы не могут привести к созданию АВПД. Процессы преобразования пород могут иметь место только в областях интенсивного прогибания осадочного чехла отрицательных структур или при внедрении жидкостей, приводящих к изменению термодинамического равновесия. Но в этом случае они будут вторичными по отношению к тектонике и гидротермальной деятельности.

Химические процессы

Одним из таких процессов, описанных в литературе, может быть процесс деполимеризации высокомолекулярных соединений [3 и др.]. Однако этот процесс является следствием, а не причиной АВПД, как видно из уравнения 5.1. Это положение подтверждается также принципом Ле-Шателье – если на равновесную систему производить внешнее воздействие,

то равновесие смещается в сторону, указанную этим воздействием, до тех пор, пока возрастающее в системе противодействие не станет равным внешнему воздействию.

Применительно к деполимеризации сложных углеводородов принцип Ле-Шателье имеет следующую формулировку: увеличение давления смещает равновесие в сторону образования меньшего числа молекул, уменьшение – в сторону большего числа молекул. Таким образом, процессы превращения сложных УВ в более простые могут иметь место только при уменьшении давления в системе (например, при вскрытии месторождения нефти), и процесс этот идет в обратном направлении, если давление повышается. Сам же он не может вызвать изменение давления в системе. Исключение составляет процесс, который сопровождается выделением больших объемов газа. В этом случае мы имеем газогеодинамическую модель формирования сверхвысоких пластовых давлений К.А. Анিকেева (см. выше).

Влияние изменения температуры

Из уравнения 5.1 видно, что при прочих равных условиях изменение внутренней энергии замкнутой системы пропорционально количеству тепла, подведенного извне. Повышение температуры в системе при постоянном объеме приводит к повышению давления в ней (особенно если в этой системе имеется газовая фаза). Это приращение давления по абсолютному значению, возможно и небольшое, может послужить существенным добавлением к общему увеличению давления за счет других процессов (например одновременное увеличение температуры и уменьшение объема системы). Среди возможных источников тепла выделяют следующие:

1. Региональное поступление тепла из глубоких недр земной коры. Однако поступление тепла при наличии температурного градиента не может быть причиной возникновения АВПД, т.к. температурный градиент проявляется повсеместно, колеблется в незначительных пределах и имеет малые абсолютные значения.

2. Выделение тепла при уплотнении песчано-глинистых пород под действием геостатической нагрузки. Чтобы оценить влияние этого процесса, необходимо сопоставить скорости следующих процессов: скорость повышения температуры за счет уплотнения осадков за исключением той части, которая будет успевать перераспределяться (температурное поле в отличие от фильтрационного не может быть изолировано от окружающей среды), и скорости релаксации пластовых давлений.

По нашему мнению, величина приращения тепла будет незначительной, т.к. скорость приращения внешнего давления очень мала (см. гл. 4). Так, при скорости осадконакопления 0,1 мм/год для увеличения давления на 0,1 МПа при средней плотности пород 2300 кг/м³ необходимо около 10000 лет, а следовательно, будет незначительна и генерация тепла, которое, несомненно, будет успевать перераспределяться.

Высказанное подтверждается материалами геотермических наблюдений на территории Восточного Предкавказья (И.Г.Киссин, 1967 г.), согласно которым температура отложений, находящихся под большим геостатическим давлением, оказывается меньше температуры пород, находящихся под меньшим горным давлением. Несомненно, что таких примеров можно привести достаточно много в любом регионе.

Таким образом, если даже уплотнение пород и сопровождается выделением некоторого количества тепла, что само по себе требует доказательств, оно не может служить причиной АВПД.

3. Выделение тепла при тектонических движениях. Н.А.Огильви считает, что тектонические движения приводят к созданию аномального температурного поля. При этом температурные аномалии являются следствием молодых тектонических движений, поскольку температурные поля прошлых геологических эпох до настоящего времени сохранились не могли.

Это положение Н.А.Огильви не вызывает сомнений и подтверждается многочисленными примерами. Однако температурные поля, сопровождающие тектонические подвижки, узлокальны и незначительны, вследствие чего не могут являться единственной причиной АВПД.

4. Повышение температуры за счет термодинамических процессов, связанных с фазовыми превращениями в системе флюид–горная порода. Впервые это явление было обнаружено в США на газоконденсатных залежах с АВПД. Но фазовое превращения вещества – это не причина изменения энергетического состояния системы, а следствие нарушения пластового давления при эксплуатации месторождения. Выпадение твердой фазы наблюдается на 2/3 нефтяных скважин.

Источником поступления тепла в изолированных частях слоистой системы могут быть только конвективный теплоперенос с потоками, идущими из глубоких недр земной коры по тектоническим нарушениям, трещинам и ослабленным зонам.

Для количественной оценки влияния температуры на изменение давления воспользуемся уравнением Ван-дер-Ваальса, связывающим давлe-

ние, объем и температуру. Это уравнение для замкнутой изолированной системы, в которой исключена возможность изменения объема, имеет вид:

$$P_2 = \left(P_1 - \frac{a}{v^2}\right) \frac{T_2}{T_1} - \frac{a}{v^2}, \quad 5.17$$

где: P_1 и P_2 – давления, соответственно, при температуре T_1 и T_2 , v – объем системы, a – поправка Ван-дер-Ваальса к уравнению Клайперона-Менделеева.

Предположим, что первоначальное давление P_1 равно 0,1 МПа, объем равен 1 л, начальная температура – 27°С. Поправка Ван-дер-Ваальса для воды равна 5,47. С учетом этих исходных данных получим, что при повышении температуры на 50°С давление в системе возрастет в 2,07 раза. При больших объемах член a/v^2 становится очень мал и им можно пренебречь, тогда равенство 5,17 перейдет в уравнение Клайперона-Менделеева, по которому при тех же условиях что и в первом случае, давление возрастет на 17%.

Однако приведенный выше расчет является весьма приближенным, так как равенство 5.17 справедливо только для газов, у которых коэффициент a остается постоянным в значительном интервале температур. Жидкости характеризуются переменным значением коэффициента, причем зависимость его от температуры достаточно сложна и ее установление требует специальных исследований.

Таким образом, установить точную зависимость между давлением и температурой не представляется возможным. Кривая этой связи, по-видимому, будет лежать между кривыми, одна из которых построена по уравнению Ван-дер-Ваальса, другая – по уравнению Клайперона-Менделеева.

Важную роль глубинных горячих растворов, мигрирующих из более глубоких частей разреза и несущих с собой огромное количество тепла в формировании АВПД, отмечали многие исследователи [3, 111, 112]. В их работах показано, что гидродинамические аномалии, как правило, сопровождаются температурными аномалиями, но вместе с тем отмечены случаи отсутствия последних в пластах с АВПД. По-видимому, в этих случаях аномальные давления сформировались без участия горячих флюидов, в результате иных причин, например холодных гидротерм.

Отмечая положительную роль температуры в создании АВПД, следует оговориться, что существование температурных аномалий должно приводить к уменьшению степени изолированности коллектора вследствие того, что при фильтрации через глинистые толщи жидкости с высокой

температурой фильтрационные свойства глин существенно возрастают (см. гл. 6). Следовательно, температура двояким образом влияет на формирование АВПД. С одной стороны, повышение температуры вызывает повышение давления в пласте, а с другой, оно приводит к увеличению проницаемости изолирующих глинистых толщ, что увеличивает скорость релаксации аномальных давлений и уменьшает время их существования.

Рассмотрев все члены уравнения термодинамики (работа внешних сил специально не рассматривалась, так как косвенно она затрагивалась при анализе процессов, приводящих к изменению объема системы), можно сделать следующие выводы.

К основным процессам, приводящим к созданию АВПД, можно отнести:

- 1) тектонические силы, и в первую очередь проявляющиеся мгновенно,
- 2) гидротермальную деятельность и поступление газо-водяной смеси из глубоких горизонтов,
- 3) мощные локальные тепловые потоки, значительно повышающие температуру в залежи.

Процессы, приведенные в пунктах 2 и 3, в большинстве случаев являются следствием тектонических сил.

4) В создании АВПД совместно или порознь могут принимать участие все факторы, приведенные в пунктах 1–3.

5) В связи с тем, что скорости перераспределения пластовых давлений даже в глинистых отложениях больше скоростей многих геологических процессов (прогибания земной коры, осадконакопления, денудации и др.), не могут сохраняться унаследованные давления при перемещении части коллектора на новые гипсометрические уровни (одна из гипотез формирования АВПД).

6) Изменение горного давления настолько медленный процесс, что может привести к созданию АВПД лишь в идеальных условиях изоляции части пласта, что практически невозможно.

7) Эпигенетические процессы, приводящие к изменению объема системы, имеют те же скорости, что и процессы геостатического сжатия, а поэтому они не могут сколько-нибудь существенно повысить давление в пласте.

Глава 6

ФОРМИРОВАНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ НГБ

В общей проблеме формирования глубоких подземных флюидов слоистых систем отрицательных структур вопросы, связанные с особенностями емкостных и фильтрационных свойств, являются наименее изученными и в региональном плане практически не освещены в гидрогеологической литературе, посвященной формированию глубоких флюидов. Практически вся информация по емкостным и фильтрационным свойствам пород на больших глубинах находится в литературе, посвященной проблемам нефти и газа.

Априорно, в соответствии с устоявшимися традиционными взглядами, песчано-алевритовые и карбонатные породы в гидрогеологии глубоких горизонтов отрицательных слоистых структур рассматривают как проницаемые, а глинистые породы и соли – как весьма слабопроницаемые или непроницаемые.

На отдельных локальных структурах емкостные и фильтрационные свойства осадочных пород изучены достаточно хорошо. Однако многочисленные публикации об особенностях строения и формирования коллекторских свойств пород продуктивных горизонтов на отдельных разведочных площадях и структурах нуждаются в систематизации и обобщении.

При написании этой главы преследовалась единственная цель – собрать воедино многочисленные публикации, отражающие особенности распределения в пространстве емкостных и фильтрационных свойств пород на отдельных площадях и структурах с тем, чтобы выявить наиболее общие закономерности изменения коллекторских

свойств пород на больших глубинах. При этом не ставилась цель обоснования геофильтрационной схематизации того или иного региона, что является самостоятельной задачей, направленной на решение практических задач.

Лишь в отдельных случаях, там, где позволяла степень изученности, информация по коллекторским свойствам пород использовалась для решения конкретных научных задач (методами моделирования и аналитическими расчетами) на примере Западно-Сибирского, Печорского и Восточно-Предкавказского НГБ. Результаты этих исследований могут быть использованы для решения практических задач, например для оценки перспектив нефтегазоносности регионов.

Изучение закономерностей формирования емкостных и фильтрационных свойств осадочных отложений слоистых систем отрицательных структур в значительной мере затруднено в связи с многочисленными независимыми меняющимися во времени и пространстве факторами и процессами, формирующими эти закономерности распределения свойств пород.

Вместе с тем очевидно, что анализ результатов только гидродинамических построений без учета строения геофильтрационного поля не может дать ответа ни на один из вопросов проблемы формирования глубоких флюидов. Это связано с тем, что для гравитационного движения жидкости нужно два необходимых и достаточных условия: наличие градиента давлений и проницаемости среды, отличной от нуля. Если первому условию уделяется довольно большое внимание в гидрогеологической практике (построение пьезометрических карт, анализ поля пластовых давлений), то второе условие в гидрогеологии глубоких горизонтов практически не освещено. Поэтому необходимо остановиться на этом вопросе более подробно, с учетом новой информации о строении коллекторов и покрышек.

Существующая изученность емкостных и фильтрационных свойств осадочных отложений платформенного чехла, основанная на точечных данных редкой и неравномерной в плане сети разведочных и эксплуатационных скважин, не обеспечивает получения достоверных данных для крупных территорий. Значения фильтрационных параметров, полученные гидродинамическими методами или в лаборатории на образцах, характеризуют очень маленькую площадь и узкий интервал разреза, и не совсем верно распространять эти данные на большие пространства НГБ и на всю мощность нефтегазоносных комплексов путем их линейной или

иной интерполяции. Но вместе с тем при региональных и локальных гидрогеодинамических построениях крайне важно знать значения фильтрационных параметров в любой точке нефтегазоносного комплекса и их изменение в пространстве.

В этих условиях единственно возможной основой для получения сведений о региональных закономерностях изменения фильтрационных свойств осадочных отложений НГБ являются *общегеологические представления*, позволяющие более достоверно интерпретировать результаты опытно-фильтрационных и лабораторных данных: учение о строении и развитии земной коры, о формациях и фациях осадочного чехла; история геологического и тектонического развития региона; данные о пространственных закономерностях изменения пористости и трещиноватости, а также факторы, определяющие эти закономерности, и другие материалы исследований на относительно хорошо изученных участках разреза платформенного чехла НГБ [26, 54, 177 и др.].

К основным процессам, определяющим закономерности изменения фильтрационных свойств флюидовмещающих пород, относятся: условия осадконакопления и палеогеографическая обстановка, положение региональных и местных источников сноса обломочного материала, его распределение по площади и разрезу бассейна осадконакопления, особенности пространственного распределения фаций (морские, континентальные, русловые, дельтовые, прибрежно-морские, барровые, рифовые и др.); диагенетические и катагенетические процессы, обуславливающие превращение рыхлых осадков в горные породы при их погружении и изменении термодинамических условий [190].

Таким образом, чтобы иметь правильные представления о региональных изменениях емкостных и фильтрационных свойств пород нефтегазоносных горизонтов, необходимо проследить их формирование во времени и в пространстве.

6.1. Формирование коллекторских свойств терригенных пород

Условия осадконакопления

Коллекторские свойства терригенных отложений начинают формироваться в период заложения слоистых отрицательных структур с нача-

ла процессов осадконакопления. Изменение их в плане зависит от дифференциации обломочного материала, определяемого положением региональных и местных областей денудации и изменением условий осадконакопления (глубина бассейна, его площадь, температура, соленость воды и пр.). В результате дифференциации обломочного материала, определяемой законами гидродинамики взвесей водных акваторий, создаются условия для формирования различных фаций и их пространственного расположения на площади бассейна осадконакопления.

Имеются теоретические расчеты, доказывающие закономерный характер дифференциации обломочного материала и тем самым закономерный характер распределения фаций (макронеоднородность) по площади слоистых отрицательных структур (рис. 6.1).

В связи с общим строением слоистых отрицательных структур грубообломочные континентальные и морские осадки накапливаются по периферии структур. По мере удаления от областей сноса обломочного материала континентальный слабо окатанный и отсортированный материал сменяется морскими осадками: лагунными, прибрежно-морскими, мелководными и глубоководными. Подобная смена условий осадконакопления создает непрерывный ряд фаций, на границах которых, с одной стороны, находятся существенно более песчаные образования, а с другой – более глинистые [26, 53] (рис. 6.2). При отсутствии разломов большой амплитуды и разнонаправленных вертикальных движений блоков структур по этим разломам изменение гранулометрического состава в плане может быть описано монотонной эмпирической функцией.

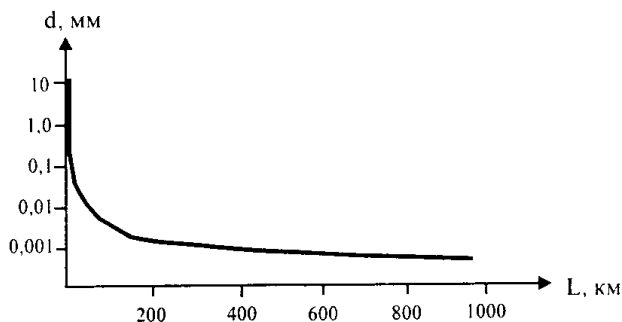


Рис. 6.1. Дифференциация обломочного материала при удалении от области сноса при скорости водного потока 24 см/с (по данным А.И.Животовской)

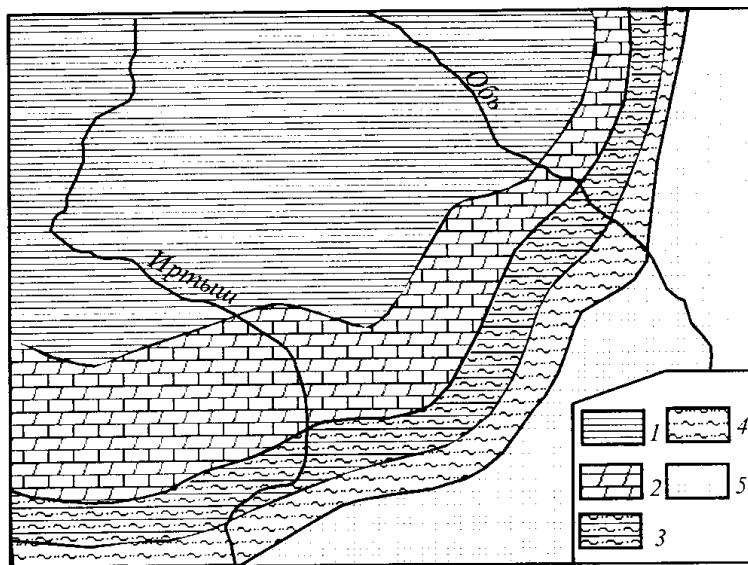


Рис. 6.2 Схематическая литолого-фациальная карта нижнемеловых отложений Западной Сибири (по Л.Я.Трушковой)

Отложения: 1 – относительно глубоководные (зоны глинизации отложений), 2 – мелководно-морские, 3 – прибрежно-морские (отложения существенно опесчаненные, продуктивный пласт литологически не выдержан), 4 – прибрежно-морские и опресненные лагунные, 5 – лагунные и континентальные

По окраинам слоистых отрицательных структур, где расположены региональные источники сноса обломочного материала, откладывается преимущественно песчаный материал, а доля алевритовых и глинистых частиц здесь незначительна. Глинистые прослои, если и имеются, то маломощны, разобщены между собой в вертикальном и горизонтальном направлениях. В целом по периферии отрицательных структур разрез терригенной части осадочного чехла практически на всю мощность сложен песчаными породами, внутри которых линзообразно залегают глины.

По мере удаления от краевых зон происходит постепенное увеличение доли глинистого материала в разрезе осадочных толщ. Отдельные изолированные линзы глинистых пород объединяются между собой в выдержанные слои, мощность которых возрастает к центру отрица-

тельных структур. То же касается и глинистых пород (рис.6.3, 6.4). Если по периферии отрицательных структур глинистые прослои обогащены алевритовым материалом и часто сильно опесчанены, то во внутренних районах отрицательных структур при отсутствии местных областей сноса обломочного материала доля глинистых частиц возрастает до 90% и более.

Так, в отложениях люлинворской свиты, распространенной на всей территории Западно-Сибирского НГБ и входящей в состав региональной глинистой толщи поздне мелового–палеогенового возраста, происходят следующие изменения гранулометрического состава. В краевой юго-восточной части (верхнее течение р.Тым) содержание частиц размером 0,01 мм составляет 14%, а при удалении в глубь бассейна на 200 км – 87%. Содержание частиц размером 0,25–0,1 мм убывает в том же направлении и на том же расстоянии с 86 до 2%. Таким образом, отложения люлинворской свиты только в центральных частях нефтегазоносного бассейна представлены жирными и плотными глинами, а к его периферии они существенно опесчаниваются. Аналогичные изменения наблюдаются в отложениях ганькинской свиты (см. рис.6.3, 6.4).

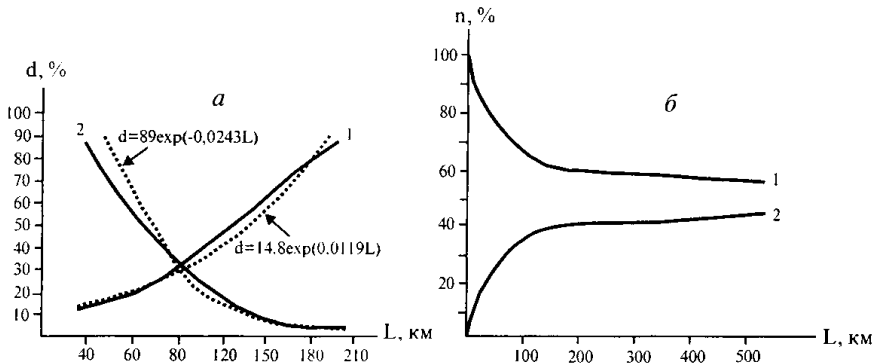


Рис. 6.3. Изменение гранулометрического и литологического состава терригенных отложений Западной Сибири

a – дифференциация обломочного материала в отложениях ганькинской свиты юго-восточной части бассейна: 1–2 – размеры частиц: 1 – менее 0,01 мм, 2 – 0,25–0,1 мм; пунктир – эмпирические кривые; *б* – изменение суммарной мощности прослоев в отложениях покурской свиты южной части бассейна: 1 – песчаных, 2 – глинистых

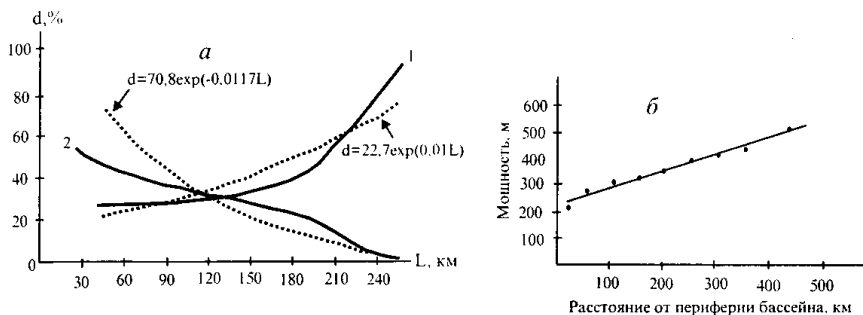


Рис. 6.4. Изменение гранулометрического состава и мощности терригенных отложений Западной Сибири

a – дифференциация обломочного материала в отложениях нижнеюлоливурской свиты (условные обозначения см. на рис.6.3); *b* – изменение мощности отложений покурской свиты при удалении от периферии бассейна

В Восточно-Кубанской впадине крупнозернистые келловейские песчаники развиты по ее северо-восточному борту. К осевой части впадины наблюдается постепенное уменьшение размеров зерен и появляются мелкозернистые песчаники.

В Тимано-Печорском НГБ от Тиманского кряжа на восток к Уралу гранулометрический состав терригенных отложений среднего девона становится все более мелким с одновременным улучшением сортировки обломочного материала. В этом же направлении в сторону глубоководной части палеоморя появляются морские глинистые и карбонатно-глинистые осадки.

Аналогичная закономерность свойственна и другим стратиграфическим комплексам осадочного чехла Западно-Сибирского, Восточно-Предкавказского и других районов, но масштабность этого явления различна и находится в зависимости от конкретных палеогеографических и палеогеологических условий.

На региональные закономерности изменения гранулометрического состава терригенных отложений накладываются также локальные особенности, прежде всего структурно-тектонические, рельеф дна палеобассейна седиментации, формирующийся под влиянием тектоники. На палеоподнятиях глубина бассейна осадконакопления сокращается, увеличивается гидродинамическая активность, связанная с волнением, трансгрессией и регрессией моря. На палеосводах затруднено поступление

новых порций осадочного материала, а приводящее к вымыванию и переотложению глинистых и мелкозернистых отложений взмучивание осадка приводит к значительному их опесчаниванию и сокращению мощности отдельных стратиграфических горизонтов на палеосводах. Этот факт (опесчаненность разреза в сводах положительных структур) подтверждается на многих положительных структурах практически во всех нефтегазовых бассейнах России и сопредельных территориях.

Так, на Тазовском месторождении Западной Сибири на своде структуры средняя мощность сеноманских отложений равна 12 м, а песчанистость – 83%, на крыльях эти параметры, соответственно, равны 22 м и 60%. В целом для разреза отложений свода Тазовского поднятия характерно увеличение доли алевролитов и песчаников до 70% с одновременным увеличением мощности их прослоев. На крыльях суммарная мощность крупнообломочных пород сокращается до 40%, а мощность отдельных прослоев уменьшается до 2–4 м. Закономерность эта проявляется столь отчетливо, что увеличение доли песчаников в разрезе осадочного чехла Западно-Сибирского НГБ в ряде случаев служит критерием для выделения внутренних поднятий.

Региональные изменения гранулометрического состава осложняются наличием внутренних источников сноса, связанных с областями палеоразмывов. Так, для нижнесреднеюрских отложений Западной Сибири отмеченные выше закономерности пространственного изменения фациального состава флюидовмещающих пород в значительной степени завуалированы, так как в этот период наряду с региональными областями сноса обломочного материала существовали многочисленные внутренние области денудации. Наличие внутренних источников сноса обусловило значительную пестроту состава и резкие фациальные изменения осадков (накапливающиеся в континентальных условиях) на относительно небольших пространствах. Приведенная на рисунке 6.2 литолого-фациальная схема значительно усложняется для отложений этого возраста [154, 159 и мн. другие].

Катагенетические преобразования пород

Отложениям осадочного чехла НГБ, межгорных и внутригорных впадин (слоистые отрицательные структуры) свойственно (до определенных глубин) направленное изменение с увеличением глубины залегания

пористости пород, связанное с процессами преобразования осадков. Осадок, выпавший на дно водоема, начинает взаимодействовать с иловыми растворами. Химическое и физико-химическое изменение осадков сопровождается механическим уплотнением под действием накапливающихся сверху отложений (геостатическое уплотнение). В результате воздействия этих процессов изменяются емкостные и фильтрационные свойства пород.

По масштабам и интенсивности преобразования осадочных пород можно выделить региональные и локальные катагенетические процессы. Первые проявляются повсеместно, и их интенсивность зависит от региональных закономерностей изменения литологического и минералогического состава горных пород и глубин их залегания, химического и газового состава фильтрующейся жидкости, градиента геостатического давления, региональных и тектонических движений. На региональные процессы преобразования осадков накладываются местные факторы: локальное повышение температуры, давления, которые создают определенную хаотичность в катагенетических преобразованиях осадочных пород и тем самым резкую анизотропию емкостных и фильтрационных свойств. Большое значение в формировании фильтрационной неоднородности имеют гидротермальные процессы, в результате действия которых происходит коренное преобразование пород, которое носит мозаичный характер. Степень преобразования емкостных свойств существенно зависит от термодинамических условий в каждой точке пространства.

Уплотнение

Различные по составу и генезису осадочные породы по-разному реагируют на геостатическое давление. Грубообломочные несцементированные породы могут сокращать пористость на 20–30%. Но в то же время на больших глубинах они могут иметь высокую пористость. Это зависит от отсортированности песчаных зерен, их окатанности, минералогического состава и других факторов.

Так, на пески, сложенные угловатыми зернами, влияние геостатического давления будет сказываться более существенно, чем на пески, сложенные хорошоокатанными обломками, так как воспринимаемое горное давление при прочих равных условиях пропорционально площади

контакта. Для угловатых зерен число точечных контактов велико. В результате исследований В.Энгельгарда установлено, что по мере погружения число точечных контактов уменьшается, а длинных, выпукло-вогнутых и сутуровых – возрастает, т.е. сокращается поровое пространство (рис.6.5).

Растворенное вещество первичных минералов частично или полностью является основой для формирования вторичного цемента, что в еще большей мере снижает свободный поровый объем и поровую проницаемость.

Большое влияние на уплотнение оказывает минералогический состав горных пород. Многочисленные исследования, осуществленные в различных регионах, показывают, что большему уплотнению подвергаются кварцевые и карбонатсодержащие песчаные отложения, меньшему – полевошпатовые породы. Это связано с повышенной растворимостью карбонатов и кварца под действием горного давления [196].

В отложениях юры и неокома Западной Сибири нередко наблюдается внедрение зерен полевых шпатов, биотита и кристаллических сланцев в зерна кварца (см. рис.6.5). По данным [158], в юрских и меловых отложениях контакты внедрения в зерна кварца достигают 40%, а в зерна полевых шпатов – до 36% от общего количества межзерновых контактов. При этом для хорошо отсортированных разностей песчано-алевритовых пород, залегающих на глубинах 1500–1600 м, происходит сокращение мощности пород на 2,3–2,5% от их первоначальной мощности при глубинах залегания 2100–2300 м –3%; 2300–2400 м и 2800–3000 м, соответственно, на 6,5 и 8% (рис.6.6).

Теоретические основы уплотнения горных пород освещены в многочисленных публикациях, например в [50], в которых показано, что изменение пористости (ε) и проницаемости пород (K) в зависимости от глубины их залегания описываются выражениями:

$$\varepsilon_H = \varepsilon_0 \exp[-0,14\beta_n(t, \tau)H], \quad 6.1$$

$$K_H = K_0[\varepsilon_H / \varepsilon_0]^{2(3+\alpha)/(2+\alpha)}, \quad 6.2$$

где ε_0 , K_0 – коэффициенты пористости и проницаемости вблизи поверхности, ε_n , K_n – то же, на глубине H , $\beta_n(t, \tau)$ – коэффициент необратимого уплотнения, учитывающий время τ и температуру t (для различных пород этот коэффициент меняется от $25 \cdot 10^{-4}$ до $48 \cdot 10^{-4}$ м²/кг), α – структурный показатель, зависящий от геометрии порового пространства и

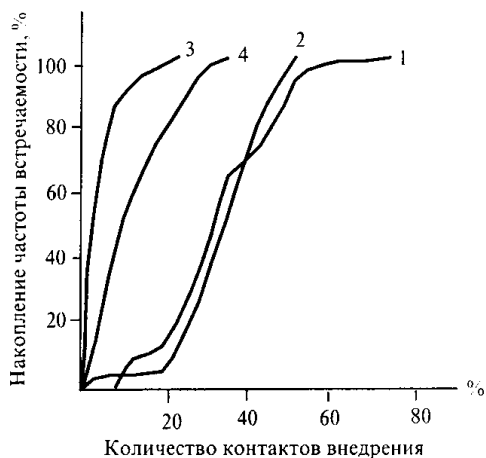


Рис. 6.5. Интегральное количество случаев внедрения в кварц зерен различных породообразующих минералов (по Г.Э.Прозоровичу и др. [158])
1 – кварц; 2 – полевые шпаты;
3 – слюды; 4 – обломки горных пород

меняющийся для различных пород от $-0,24$ до $-1,8$. Если переписать выражение (6.2) в виде

$$K_n = K_0 \cdot \exp(\gamma H),$$

$$\gamma = 0,28 \cdot \beta_n(t, \tau) \cdot [(3 + \alpha)/(2 + \alpha)], \quad 6.3$$

то можно видеть, что изменение коэффициента проницаемости вследствие необратимых деформаций под действием геостатического уплотнения (как и изменение гранулометрического состава пород) описывается убывающей экспоненциальной функцией. Впоследствии на них накладываются иные разнообразные процессы, меняющие эту закономерность на больших глубинах.

Следует отметить, что указанная зависимость хорошо согласуется с эмпирическими данными, предлагаемыми другими исследователями по различным районам, но эти эмпирические зависимости являются частными случаями равенства (6.1, 6.3).

Так, при изучении пород продуктивных юрских и меловых отложений центральных районов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна установлена (Л.В.Залазаева) эмпирическая логарифмическая зависимость между пористостью (n) и проницаемостью (K) (по данным анализа 482 образцов)

$$n = 2,95 \cdot \lg K + 18,95.$$

В преобразованном виде оно может быть записано

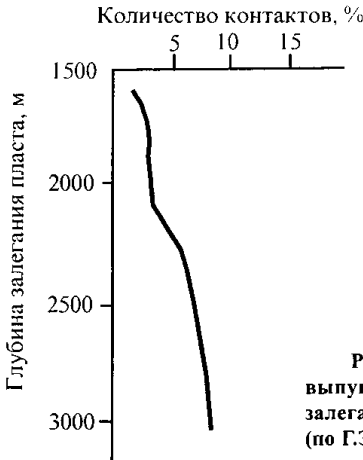


Рис. 6.6. График зависимости между количеством выпукло-вогнутых межзерновых контактов и глубиной залегания песчано-алевритовых пород Западной Сибири (по Г.Э.Прозоровичу и др. [158])

$$K = \exp [-(18,95 - n)/6,78)].$$

То есть коэффициент проницаемости экспоненциально зависит от пористости. Аналогичные закономерности приведены в работе [129] для следующих регионов: Швейцария, Черное море, центральная часть Тихого океана, Западная Сибирь, Тимано-Печорская провинция, Северный Прикаспий, Западно-Кубанская впадина и Восточная Сибирь.

Таким образом, те фильтрационные свойства пород, которые наблюдаются в настоящее время, являются результатом длительного и сложного процесса преобразования первичных осадков в горную породу.

Региональные процессы преобразования осадочных пород приводят к значительному сокращению первичной пористости пород на больших глубинах и сокращению поровой проницаемости осадочных пород (трещинная проницаемость заслуживает специального рассмотрения). Это в частности подтверждается характером изменения пористости пород с глубиной, которое имеет общий закономерный характер изменения и независимо от региона описывается до определенных глубин логарифмической или экспоненциальной зависимостью.

Например, для апт-сеноманского комплекса Обь-Иртышского междуречья изменение водопроницаемости в пределах зон активного и замедленного водообмена (в области с отсутствием или незначительным влиянием эндогенных процессов на формирование подземных флюидов) описывается эмпирической зависимостью вида [54]:

$$K_m = 2500 \cdot \exp(-5 \cdot 10^3 L) .$$

Здесь L – расстояние (км) от краевой зоны нефтегазоносного бассейна в направлении погружения комплекса, которое хорошо согласуется с результатами опробования.

Наибольшие катагенетические преобразования горных пород (уплотнение, растворение, переотложение растворенного материала и др.) осуществляются в относительно небольшом интервале глубин – 1000–2500 м. В этой зоне в результате активных взаимодействий в системе флюид–горная порода при изменении термобарических условий емкостные и коллекторские свойства пород могут меняться в любом направлении – увеличиваться или уменьшаться.

Растворение

Изменение пористости пород независимо от их литологического состава, связанное с процессами растворения, часто фиксируется при изучении конкретных объектов. Так, увеличение пористости, установленное для песчаников Джунгарии [130], наиболее отчетливо проявляется с глубины 1200 м. Увеличение пористости связано с процессами растворения первичного карбонатного цемента, который в новых термодинамических условиях становится неустойчивым. При этом до глубин 1000–1500 м наблюдается закономерное снижение пористости за счет процессов геостатического уплотнения и цементации порового пространства, а затем карбонатный (иногда сульфатный) цемент начинает активно растворяться.

Подобный процесс установлен также в песчаниках подкирмакинской свиты Апшеронского п-ва. Эти песчаники имеют один и тот же гранулометрический состав до глубин 1000 м и представляют собой монолиты с карбонатным цементом. Относительное содержание карбонатного цемента в породе достигает 33%, а общая пористость не превышает 8%. На глубинах же более 1700 м в этих же песчаниках пористость повышается до 22%, а карбонатный цемент почти полностью исчезает, и песчаники превращаются в рыхлые породы.

Аналогичные явления установлены в Средней Азии, Волго-Уральской провинции, Балтийской синеклизе и других районах, что позволило сделать вывод о том, что растворение кальцита (кальцитового цемента) до определенных глубин и образование вторичной пористости этим

же путем представляет собой закономерное и широко распространенное явление [130].

Растворяется не только первичный карбонатный цемент кальцит-содержащих терригенных пород, но и отдельные интервалы разреза карбонатных хемогенных и биогенных пород (см. ниже). В последних случаях наиболее благоприятные условия для растворения кальцита существуют в областях локальных напряжений, особенно по трещинам, которые отчетливо наблюдаются на глубинах более 1500 м. На глубинах 1500–2500 м число залеченных трещин в карбонатных породах уменьшается, а проницаемость и емкость возрастают [130].

Это, однако, не исключает наличия залеченных трещин и полностью заполненного цементом порового и трещинного пространства. Для полного растворения и выноса материала необходимо движение подземных флюидов, способных как растворять кальцит, так и выносить его за пределы системы. Неслучайно для одних и тех же пород, залегающих на одной глубине, более высокая вторичная пористость отмечается в областях разгрузки подземных флюидов. Чаще это наблюдается в приразломных зонах, т.е. там, где осуществлялась вертикальная восходящая миграция растворов, недонасыщенных кальцием по отношению к вмещающим породам. Там, где, вероятно, возможности для такой миграции отсутствовали, могли сохраниться карбонатные и кальцитсодержащие терригенные породы с высокой степенью цементации.

Растворение кальцитового цемента, а также вторичных карбонатных минералов, выполняющих трещины и пустоты, наиболее активно происходит в кислой среде, а значит, при большом содержании углекислого газа. Повышенное содержание углекислого газа возможно на стадиях затухания гидротермальной деятельности с высоким его содержанием в газовой фазе, протекающей в разломах и приразломных зонах. В зависимости от pH раствора и его изменения во времени и вертикальном разрезе осадочных отложений могут наблюдаться чередующиеся зоны растворения и осаждения кальцита, т.е. чередование хорошо- и плохопроницаемых зон.

Так, в песчаниках девонского возраста Колвинского мегавала Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции выявлена «не вызывающая сомнения» вторичная пористость за счет растворения карбонатных минералов цемента [100].

На основании широко распространенных процессов растворения кальцитового цемента терригенных пород, а также хемогенных и био-

генных карбонатных отложений, наблюдающихся в ограниченном интервале разреза (1500–2000 м), которое сопровождается увеличением пористости с 5 до 25% и проницаемости с 0,001 до 0,5 мкм², Н.А. Минским [130] вводится понятие о глубинном уровне устойчивости кальцита и выделении областей и зон оптимальных коллекторов в определенных частях разреза осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов. Под оптимальными коллекторами в данном случае понимаются коллекторы, обладающие высокими емкостными свойствами на определенных глубинах и способные содержать в себе полезные ископаемые, и прежде всего залежи углеводородов.

Однако процессы растворения кальцита как цемента терригенных пород, так и собственно карбонатных отложений, хотя и широко развиты, но не имеют регионального распространения и связаны с ослабленными тектоническими зонами (т.е. имеют локальное распространение) и открытыми в настоящее время или в прошлые геологические эпохи гидродинамическими системами.

Цементация

Вторичные преобразования осадков и связанное с этим сокращение пористости и проницаемости проявляются также в цементации порового пространства. Так, в осадочном чехле Западно-Сибирского НГБ чистых несцементированных песков не обнаружено. Исключение составляют самая верхняя часть разреза осадочного чехла и окраинные зоны НГБ. Об этом свидетельствует наличие регенерационных каемок в терригенных отложениях юры и неокома, содержание которых колеблется от 0 до 14%, достигая максимального значения на глубинах 2000–2200 м.

Толщина каемок колеблется от 0,01 до 0,14 мм, что вполне сопоставимо с размерами пор. Региональное изменение пористости пород зависит от типа, минерального и химического состава цемента и их пространственного изменения. Однако сам тип цемента при прочих равных условиях зависит от минерального состава заполнителя.

Так, в средне- и мелкозернистых песчаниках келловей-оксфордского возраста Обь-Иртышского междуречья Западной Сибири при глинистом гидрослюдисто-каолинитовом, хлорит-гидрослюдисто-каолинитовом заполнителе тип цемента контактовый и поровый, а в случае кальцитового – базальный и порово-базальный. Как правило, вторичный кальцитовый цемент полностью заполняет поровое пространство осадочных

пород НГБ и делает их практически непроницаемыми. Так, проницаемость келловей-оксфордских песчаников Обь-Иртышского междуречья резко снижается в образцах с карбонатным цементом вплоть до перехода в плотные непроницаемые породы.

Сокращение порового пространства терригенных отложений нередко происходит за счет изменения вещества глинистого цемента. На первой стадии образуется монтмориллонитовый цемент. В зависимости от состава обменного комплекса вторичного монтмориллонитового цемента пористость может быть частично или полностью ликвидирована, если в обменном комплексе находятся ионы кальция или натрия. При погружении монтмориллонитовый цемент становится неустойчивым в новых термодинамических условиях и переходит в смешаннослойные, гидрослюдистые образования и другие глинистые минералы с малым содержанием кристаллизационной воды.

Так, в нижнемеловых аптских песчаниках Терско-Каспийского прогиба, залегающих на глубинах свыше 3000 м, в составе цемента присутствуют только хлорит и глауконит. С увеличением глубины залегания до более 3500 м содержание глауконита в цементе уменьшается до 1% и он преобразуется в хлорит.

Новообразования в осадочных породах довольно отчетливо прослеживаются по аутигенным минералам цемента. Так, в терригенных отложениях Днепровско-Донецкой впадины наблюдается закономерное увеличение с глубиной каолинита, сопровождаемое совершенствованием кристаллов с одновременным (частичным или полным) исчезновением менее совершенных форм. В этом же направлении увеличивается степень упорядоченности смешаннослойных образований и уменьшается содержание разбухающих пакетов, которые сменяются на гидрослюдистые и хлоритовые слои. Контакты между зернами также меняются сверху вниз, особенно интенсивно этот процесс протекает на глубинах 3700–4000 м и проявляется в появлении структур растворения.

В отложениях осадочного чехла Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна широкое распространение имеет глинистый цемент, представленный различными минералами: каолинитом, хлоритом, гидрослюдами и монтмориллонитом. При этом в нижних частях разреза преобладает эпигенетический каолинит, реже хлорит, содержание которых вверх по разрезу и к периферии бассейна убывает, и они сменяются смешаннослойными образованиями (монтмориллонит–гидрослюда) и монтмориллонитом (рис.6.7).

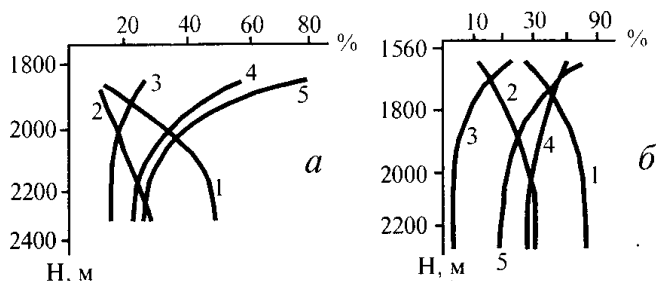


Рис. 6.7. Изменение минерального состава глин с глубиной
(по Г.В.Лебедевой и К.А.Черникову)

a – в Сургутском районе, *б* – в Нижне-Вартовском своде: 1 – гидрослюда, 2 – хлориты, 3 – каолинит, 4 – смешаннослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые образования, 5 – набухающий компонент в смешаннослойных образованиях, %

Новоминералообразования могут быть связаны с палео- и современными гидротермами.

Так, доюрские терригенные отложения Западно-Сибирского НГБ повсеместно обладают низкими фильтрационными и емкостными свойствами [71]. Резкое улучшение этих свойств «происходит лишь в результате наложенных вторичных процессов, обусловленных неотектоническими процессами и гидротермальной деятельностью. В результате ...формируются зоны дробления (тектоническая трещиноватость), по которым часто развиваются *вторичные гидротермальные изменения*, вызываемые ...глубинными флюидами» [67, с.5]. В палеозойских кварцитопесчаниках выделяется несколько стадий новоминералообразований. По их составу авторы предполагают, что первоначально гидротермы имели щелочной состав, повышенный окислительный потенциал и температуру 450–550°C. Позднее окислительный потенциал и температура (до 150–200°C) снижались.

В приразломных зонах, отделяющих Печорскую впадину от Урала, в породах различного возраста установлены вторичные образования, которые проявляются в окремнении отложений «с возникновением прожилков и линз халцедона..., секущих слоистость пород». Выявлен ряд ассоциаций минералов (включая битумы), выполняющих трещины («более поздние процессы»). В кальцитах поздней генерации отмечаются газовой-жидкие включения с водносолевым раствором и включением УВ.

Эти процессы авторы связывают с привлечением дополнительного вещества и флюидов из нижних частей разреза [15].

Сокращение порового пространства терригенных пород определяется в большинстве случаев вторичным минералообразованием. Так, в отложениях юры и неокома Среднего Приобья на границе с поровым пространством происходят гидратация, расщепление на волокна и разбухание биотита. При этом объем новообразований возрастает в несколько раз и в зависимости от степени преобразования (хлоритизация, сидеритизация, каолинизация) может целиком заполнять поровое пространство терригенных пород различного возраста.

В отложениях сеноманского возраста на Уренгойском месторождении количество сидеритизированного биотита составляет 80–90%. Пелитизация и каолинизация полевых шпатов сопровождается увеличением их первоначального объема, что в условиях отсутствия возможности увеличения объема системы приводит к заполнению порового пространства продуктами разложения. Кроме того, новообразования полевых шпатов наблюдаются в виде регенерационных каемок альбита вокруг обломочных зерен полевых шпатов, реже в виде идиоморфных кристаллов.

В песчано-алевритовых отложениях Западно-Сибирского НГБ встречаются новообразования кварца в виде как регенерационных каемок, так и в поровом пространстве пород, где он полностью или частично выполняет свободные поры. Встречаются также новообразования анатаза, лейкоксена, рутила, сидерита и других минералов, часть которых (кальцит, сидерит, пирит, барит и др.), выпадая из раствора, образует цемент порового типа.

Несмотря на избирательный характер отдельных процессов преобразования осадочных терригенных пород (в одном месте наличие карбонатного цемента, в другом – глинистого; в одной точке резкое уменьшение пористости, в другой – некоторое увеличение), в целом процессы катагенетических преобразований имеют региональный и локальный характер.

В общем случае в районе Западной Сибири до определенных глубин сохраняется четко выраженная тенденция к сокращению порового пространства терригенных пород с увеличением глубины залегания и от периферии к центру. Суммарное действие катагенетических процессов приводит к изменению пористости и проницаемости по экспоненциальному или логарифмическому закону. В нижних частях

разреза емкостные и фильтрационные свойства флюидовмещающих пород обеспечиваются главным образом трещиноватостью в значительной степени уплотненных и цементированных терригенных пород.

Сокращение первичной пористости и поровой проницаемости с увеличением глубин залегания терригенных пород является повсеместным и закономерным процессом, установленным для подавляющего большинства нефтегазоносных бассейнов [50, 53, 196]. При этом в нижних частях разреза осадочных толщ поровая проницаемость и емкость сменяются на трещинную.

Аргиллиты баженовской свиты обладают исключительно трещинной проницаемостью. При этом детальные исследования (интервал 2870–2894 м) показывают, что средняя часть разреза характеризуется максимальными значениями открытой вторичной пористости (трещиноватости), которые снижаются к кровле и подошве. Причем увеличение от кровли и уменьшение к подошве носит близкий к экспоненциальному закону распределения характер [133].

В Терско-Каспийском прогибе на глубинах 2000–4000 м открытая пористость в песчаниках аптского возраста снижается до 4%. Структуры регенерации здесь образуются раньше, чем структуры растворения, а последние наблюдаются уже в сильно уплотненных и цементированных породах. На процесс уплотнения накладываются процессы цементации, окварцевания, кальцитизации и другие, которые приводят к тому, что грубообломочные терригенные породы становятся на отдельных участках непроницаемыми и играют роль не коллекторов, а весьма слабопроницаемых пород (поровая проницаемость). Последующие процессы образования трещин и растворения могут обеспечить трещинную емкость и проницаемость.

В Западном Предкавказье в песчано-алевритовых породах раннемелового возраста пористость с глубины 1300 до 4100 м уменьшается с 22 до 7%. Причем наиболее резко она уменьшается с 3500 м, где в порых песчаников появляется опаловый кремнезем, наблюдаются регенерация кварца и замещение первичного глинистого цемента пород вторичным кальцитом или доломитом. Аналогичная закономерность для этого района установлена в алевритовых породах кумской свиты, где пористость снижается с 35% на глубине 700 м до 2% на глубине 5000 м. Снижение пористости песчано-алевритовых пород сопровождается вторичным минералообразованием, которое усиливается с увеличением глубины залегания пород.

Эти процессы приводят к превращению коллекторов в непроницаемые породы (отсутствие поровой проницаемости) при отсутствии тектонической и иной трещиноватости.

Так, на Левкинской площади (Предкавказье) на глубине более 4200 м поровые коллекторы практически отсутствуют, а развиты только трещинные коллекторы с раскрытостью трещин 3–56 мкм.

Собственно уплотнение осадочных пород и процессы перераспределения вещества в них за счет растворения и переотложения, видимо, не могут полностью ликвидировать поровую проницаемость и емкость. Чтобы процесс полного закрытия пор был закончен, необходим дополнительный привнос вещества растворами (гидротермами). Причем эти растворы должны быть неравновесными по отношению к вмещающим породам, а точнее, пересыщенными теми или иными элементами, которые могут являться источником новоминералообразований. В этих случаях совместное действие геостатического давления, структур растворения на контактах зерен и осаждение новообразованных минералов могут обеспечить превращение поровых коллекторов в монолитные породы.

Наиболее благоприятные условия для дополнительного привноса вещества существуют в тектонически активных районах, в приразломных зонах, где образование оперяющей системы разломов и зон трещиноватости обеспечивает необходимые условия для взаимосвязи различных частей вертикального разреза осадочного чехла НГБ при внедрении гидротерм. При отсутствии источников дополнительного вещества поровые коллекторы могут существовать и на больших глубинах. Так, например, на соседней с Левкинской площадью Северной структуре, расположенной в области со спокойным тектоническим режимом, поровые коллекторы в алевритах кумской свиты встречены на глубинах свыше 4500 м.

Интенсивные процессы преобразования пород происходили в девонских песчаниках Волгоградского Поволжья. На первой стадии преобразования песчаников имели место процессы уплотнения, сопровождаемые растворением и регенерацией зерен кварца. На последующих стадиях происходило интенсивное растворение и переотложение кварца и образование кварцитовых песчаников. Содержание глинистого цемента в песчаниках снижалось с 15 до 5%. Наряду с этим на глубинах 4000–4200 м встречены породы с довольно высокой пористостью – до 15%. Последнее свидетельствует о растворении ранее образованного цемен-

та, что возможно при миграции растворов, недонасыщенных определенными элементами по отношению к вмещающим породам. Или этот цемент стал неустойчивым в новых термобарических условиях при погружении пород, смене пластовых давлений, температур, химического и газового состава мигрирующих в вертикальном направлении флюидов. Как говорилось выше, первичный карбонатный цемент терригенных пород может частично или полностью растворяться при миграции подземных флюидов, обогащенных углекислотой.

Процессы уплотнения, цементации, растворения и переотложения зависят от степени сортировки материала, слагающего терригенные породы. Так, в терригенных породах Предуральяского и Предверхо-янского прогибов в плохо отсортированных полимиктовых песчаниках эффективная пористость на глубинах до 4000 м полностью отсутствует. Вместе с тем на больших глубинах хорошо отсортированные песчаники сохраняют высокую пористость.

С увеличением глубин залегания в результате сложных и многообразных процессов катагенеза на протяжении длительной истории геологического развития происходят неоднократные процессы растворения и переотложения минерального вещества. Изменение термобарических условий при погружении или внедрении гидротерм приводит к растворению одних и образованию других минералов, более устойчивых в новых условиях. Конечным результатом этих процессов является практически полное сокращение порового пространства и значительное снижение (порой до нуля) поровой проницаемости на больших глубинах.

В ряде случаев удается выявить несколько стадий формирования аутигенных минералов, свидетельствующих о миграции в разное время различных по химическому и газовому составу подземных растворов [167].

Так, в песчаниках и алевролитах аптского и альбского возраста Прикумского нефтегазоносного района, залегающих на глубинах около 3000 м, по данным [196], встречены ранне- и позднедиагенетические минералы. Среди раннедиагенетических минералов обнаружены гидроокислы железа, кальцит I-й генерации, анатаз, фосфаты кальция, глауконит, железистые хлориты, сидерит и каолинит. Среди позднедиагенетических минералов – кальцит II-й генерации, кварц, пирит, анкерит. Из катагенетических минералов встречены кальцит III-й генерации и кварц. Примечательным здесь является то, что кальцит III-й генерации встреча-

ется в различной степени окварцованных песчаниках и включает в себя регенерационные обломки кварца более ранней генерации. Это значит, что кальцит III-й генерации образовался после образования аутигенного кварца. В работе [196] отмечается также, что резкая анизотропия фильтрационных свойств терригенных пород проявляется в частности в близком соседстве коллекторов с высокими емкостными и коллекторскими свойствами с практически непроницаемыми породами.

Изучение коллекторских свойств на ряде площадей Азово-Кубанского НГБ показало [159], что коллекторские и емкостные свойства песчано-глинистых пород «слабо связаны с глубиной их погружения». В частности, на Майкопском месторождении в кровле и подошве хорошопроницаемых пород залегают плохопроницаемые плотные породы. По мнению авторов этой работы, песчаные пласты Восточно-Кубанской впадины перед заполнением УВ были интенсивно преработаны углекислыми растворами. Местами хорошо- и плохопроницаемые породы «многokратно и прихотливо сменяют друг друга в разрезе» [159, с.15]. Авторам работы «очевидно, что многочисленные включения прожилков битумидов обусловлены катагенетическими перемещениями вещества и явно “наложены” на предшествующую минерализацию» [159, с.16-17]. То есть в этом случае предполагается вертикальная миграция вещества и подтверждается наличие непроницаемых или слабопроницаемых границ, отделяющих хорошопроницаемые зоны в вертикальном разрезе *и тем самым подтверждается пластово-блоковое строение глубоких горизонтов.*

Подобная закономерность установлена также для продуктивных горизонтов Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), где в песчаниках большой мощности кровля и подошва преобразованы значительно интенсивнее, чем средняя их часть (табл.6.1).

Г.Н.Доленко и А.Е.Киселевым установлено, что в северо-западной части ДДВ «среди закономерно ухудшающихся с глубиной параметров среднепалеозойских алеврито-песчаных коллекторов... распространены многочисленные горизонты, отличающиеся высокими значениями параметров» – пористость, проницаемость и другие. Аналогичная закономерность установлена ими в Причерноморско-Крымской и Карпатской нефтегазоносных провинциях.

Изменение интенсивности преобразования терригенных пород на относительно коротких расстояниях (десятки и первые сотни метров) обеспечивает резкую фильтрационную неоднородность во всех направ-

Таблица 6.1

Изменение пористости и проницаемости терригенных пород Днепровско-Донецкой впадины (Н.Е. Канский)

| Площадь | Номер Скважины | Интервал опробования, м | Открытая пористость, % | Проницаемость, 10^{-3} мкм ² |
|--------------------------|-------------------|----------------------------|---------------------------|----------------------------------------------|
| Чижевская | 10 | 3826–3875 | 3,3 | 0,01 |
| | | | 14,3 | 5,8 |
| | | | 2,1 | 0,0 |
| | 20 | 4150–4169 | 11,7 | 13 |
| | | | 12,9 | 16 |
| | | | 8,9 | 1,7 |
| Харьковская | 1 | 3855–3871 | 13,6 | – |
| | | | 19,2 | 537,7 |
| | | | 7,0 | 3,5 |
| Глинско- Розбышевская | 126 | 3823–3875 | 12 | 37 |
| | | | 19,8 | 327 |
| | | | 9,1 | 1,6 |
| | 131 | 3800–3818 | 7,2 | 2,0 |
| | | | 14,4 | 87,5 |
| | | | 5,5 | 0,1 |
| | | | 9 | 2,5 |
| | | | 15,2 | 168,3 |
| | | | 13,5 | 18 |

лениях и пластово-блоковое строение глубоких частей разреза с отсутствием гидродинамического взаимодействия между блоками.

В замкнутой системе без привноса дополнительного вещества, в частности растворов, пересыщенных в новых термодинамических условиях кальцитом, этого не могло произойти. Следовательно, на каком-то этапе развития этой части Азово-Кубанского НГБ осуществлялась миграция растворов (гидротерм), обогащенных кальцием.

Аналогичные закономерности, связанные с вертикальной миграцией флюидов, установлены в Западной Сибири [91–93] и на Камчатке. Под действием современных гидротермальных растворов установлены новоминералообразования в аллювии р.Паужетка (Камчатка). Галька здесь цементируется опалом, халцедоном и другими минералами [122].

Из изложенного видно, что емкостные и фильтрационные свойства терригенных отложений слоистых систем отрицательных структур формируются под влиянием ряда процессов (условий осадконакопления, диагенетических и катагенетических изменений), имеют четко выраженную тенденцию к изменению с глубиной погружения (до определенной глубины). В этом направлении уменьшается поровая проницаемость,

упрочняются структурно-кристаллические связи, уменьшается пластичность пород и повышается способность к трещинообразованию.

В глубоких частях разреза осадочных чехлов отрицательных структур породы обладают преимущественно трещинной емкостью и проницаемостью, резкой анизотропией, проявляющейся в незаконном чередовании хорошо- и практически непроницаемых пород, что связано с тектоническими процессами и внедрением гидротерм из нижних частей осадочных отложений и фундамента и фазовыми переходами в системе флюид–порода.

Таким образом, на глубинах более 3000 м рядом с хорошопроницаемыми породами могут соседствовать практически непроницаемые породы. Одни и те же породы в определенные геологические эпохи могут быть коллекторами, а в другие – служить покрывками для нефтегазовых месторождений.

Так, в Прикаспийской впадине месторождения нефти и газа, связанные с пашийскими и старооскольскими отложениями, залегают на глубинах 4800–5300 м. Покрывкой для них служат полностью окварцованные песчаники (залежи Кудиновско-Коробковского вала). Баженовские глины Западной Сибири содержат промышленные месторождения нефти, а покрывкой для них являются глинисто-алевритовые породы. Широко развитая трещиноватость установлена как в песчано-алевритовых, так и в глинистых породах Прикаспийской впадины на глубинах свыше 5000 м.

В Чернолесской впадине, на платформенном борту Терско-Каспийского прогиба и в Восточно-Маньчском прогибе коллекторы порового типа сохраняются до 4000 м, а ниже появляются трещинные коллекторы. Для песчано-алевритовых пород Предкарпатского прогиба низкая пористость и высокая трещиноватость установлены на глубинах 4000–5000 м. Причем в матрице пород наблюдаются широко развитые процессы окремнения и кальцитизации.

Детальное и всестороннее изучение коллекторских свойств пород дало основание В.А.Ханину [194] сделать справедливый и обоснованный вывод о том, что на больших глубинах вследствие процессов растворения, уплотнения песчано-алевритовых пород и растрескивания последних под влиянием тектонических напряжений и литологических факторов одни и те же осадочные образования могут выполнять функции как коллектора, так и экранирующей покрывки.

Тектоника

Влияние тектонических напряжений на формирование фильтрационных свойств пород широко освещено в научной литературе. Тектонические подвижки приводят к образованию трещиноватости во всех без исключения литологических разностях пород, включая глинистые. Это проявляется, в частности, в увеличении фильтрационных свойств карбонатных и глинистых пород под долинами рек различного порядка. При этом фильтрационные свойства от ближайших водоразделов к долине реки меняются на 1–2 порядка и более, что установлено многочисленными результатами разведки подземных вод в долинах рек, в частности Р.С.Штенгеловым [1974 г.] эта закономерность установлена в долине р.Исеть. Именно повышенной трещиноватостью в долинах рек (которые закладываются по ослабленным зонам) можно объяснить дренирование глубоких нефтегазоносных горизонтов, водовмещающие породы которых располагаются на глубинах 2000–3000 м (реки Обь, Волга, Кума, Волхов и другие).

Тектонические процессы формируют повышенную трещиноватость пород на сводах положительных структур, крутых крыльях и периклиналях. Так, изучение спектра микрофоссилий нефти и конденсатов на ряде нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири, Урало-Поволжья показало, что миграционные формы микрофоссилий приурочены к крутым крыльям структур и тектоническим зонам. Наиболее благоприятные фильтрационные свойства в ослабленных зонах фиксируются на поверхности по газовым, температурным и другим аномалиям, по разгрузке на дневную поверхность соленых источников, нефти и т.д. Факты, подтверждающие формирование повышенной проницаемости, охватывающей полностью разрез осадочных отложений НГБ, многочисленны.

Образование трещин гидроразрыва

При тектонических движениях, сопровождающихся горизонтальными и вертикальными смещениями пород осадочного чехла, образуется система разнонаправленных трещин в зонах разрядки тектонических напряжений. Изначально образованные тектонические трещины продолжают развиваться и могут образовываться новые при внедрении флю-

идов под большим давлением. Развитие и образование трещин в этих случаях связано с процессами гидроразрыва.

Гидравлический разрыв пласта широко известен в нефтегазовой промысловой геологии и используется для повышения проницаемости прискважинной зоны и нефтегазоотдачи продуктивных горизонтов (Ю.П.Желтов, 1975 г.). Этот метод является одним из самых эффективных. Сущность его заключается в создании такого пластового давления жидкости, которое преодолет горное давление и силы сцепления скелета породы. Это давление обеспечивает нарушение сплошности пород, образование вертикальных и горизонтальных трещин, протяженность которых может достигать первых, а иногда десятков метров, а ширина – от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Результатами бурения установлено, что ширина трещин гидроразрыва может достигать 15 см. Специальной глубинной фотоаппаратурой зарегистрировано наличие естественных трещин, по которым могут развиваться трещины гидроразрыва при проникновении в них жидкости. В некоторых случаях образование трещин гидроразрыва происходит в процессе бурения при использовании глинистого раствора большой плотности, что приводит к его поглощению во вновь образованных трещинах.

Рассмотрим условия образования трещин гидроразрыва. Вертикальное напряжение (σ_z) определяется из равенства (Ю.П.Желтов, 1975 г.):

$$\sigma_z = (q_g - nP)/(1-n), \quad 6.4$$

где $q_g = \rho z$ – полное горное давление, ρ – плотность вышележащих пород, z – глубина залегания, n – пористость, P – давление жидкости.

В момент разрыва $\sigma_z = \alpha q_g$. Или $\sigma_z = q_g$. Боковое давление $q_\infty = \alpha q_g$. Коэффициент α определяется весьма приближенно. Принимается, что для хрупких пород он меняется в пределах 0,3–0,7; для малопрочных и текучих пород приближенно равен единице, а для упругих пород при отсутствии тектонических напряжений $\alpha = \nu/(1-\nu)nq$, (ν – коэффициент Пуассона). Для повышения инженерной прочности расчетов можно, видимо, полагать, что $q_\infty = q_g$.

На рисунке 6.8 приведены давления раскрытия трещин, замеренных в 276 скважинах восточного побережья США. Видно, что в изученном интервале разреза (глубины до 3500 м) образование трещин гидроразрыва происходит при давлении жидкости на пласт менее горного и в относительно широком диапазоне. Так, на глубине 3000 м разрыв пласта происходит при давлениях в интервале 42–61 МПа. Образование трещин

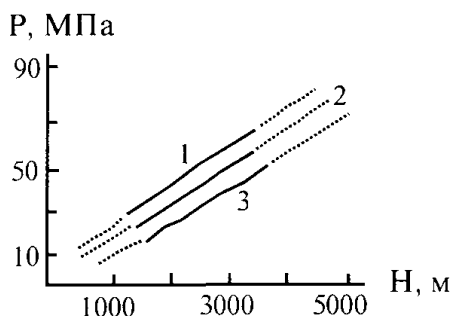


Рис. 6.8. Зависимость давления раскрытия трещин от глубины залегания пласта (по П.П.Скотт и В.И.Бёрден)

1 — максимальное; 2 — среднее; 3 — минимальное

гидроразрыва при давлениях меньше горного объясняется наличием ранее существовавших тектонических и литолого-фациальных трещин.

Изучение образования трещиноватости при гидравлическом разрыве пласта показало, что чем более флюидонасыщен образец, тем меньше давление гидроразрыва и более благоприятны условия для образования в первую очередь вертикальных трещин. Последнее связано с тем, что боковое давление в условиях отсутствия горизонтальных тектонических напряжений всегда меньше вертикального горного давления, препятствующего образованию горизонтальных трещин. Образование горизонтальных трещин происходит при соотношении горного и пластового давлений, определяемых из равенства:

$$q_g = P(1 - \sqrt{1 - \alpha^2}).$$

Отсюда видно, что для образования горизонтальных трещин энергия поступающих снизу флюидов должна превышать горное давление в несколько раз. Так, при $\alpha = 0,8$ давление, действующее на поверхность горизонтальной трещины, должно составлять $2,5q_g$.

Максимальная ширина трещины W (Ю.П.Желтов, 1975 г.) в центральной ее части определится из равенства:

$$W = \frac{8(1 - \nu^2)PR}{\pi E} \arccos \alpha, \quad 6.5$$

где R — радиус трещины, E — модуль Юнга.

Приведенное равенство было получено при условии, что в упругом материале находится горизонтальная трещина круговой формы радиус-

сом R , к поверхности которой приложено постоянное давление P , а на бесконечно больших расстояниях от концов трещины материал сжат горным давлением q_g .

Из этого равенства видно, что ширина трещин при прочих равных условиях прямо пропорциональна первоначальной ширине трещины и приложенному к ее поверхности пластовому давлению жидкости. В случае отсутствия возможности оттока жидкости (залечивание трещиноватости на ее концах) пластовые давления могут сохраняться сколь угодно длительное время. Приведенные решения описывают процесс развития трещин при гидравлическом разрыве пласта без учета гидравлического фактора, и прежде всего изменение пластового давления в трещине.

Образование и развитие трещин с учетом гидравлики может быть представлено в следующем виде. В пласт нагнетается искусственным или естественным путем жидкость, в результате чего меняются параметры трещин (ширина и длина) и пластовое давление вдоль трещин. Предполагается, что жидкость проникает только в трещину, а матрица пород остается непроницаемой (жидкость не фильтрующаяся). Для этих условий совместное решение для максимальной ширины горизонтальной трещины:

$$W = \frac{8(1-\nu^2)(P_c - q_g)}{\pi E} R, \quad 6.6$$

где P_c — давление жидкости в подводящем канале (тектоническая трещина или скважина). Приведем параметры образующейся вертикальной трещины при фильтрации абсолютно не фильтрующейся жидкости. Здесь давление в канале (ствола скважины) при пластовом давлении, стремящемся к геостатическому, зависит от объема закачиваемой жидкости ($V_{ж}$) и иных параметров по зависимости (Ю.П. Желтов, 1975 г.):

$$\frac{P_c}{q_\infty} \left(\frac{P_c}{q_\infty} - 1 \right)^3 = 5,25 \frac{1}{(1-\nu^2)^2} \left(\frac{E}{q_\infty} \right)^2 \frac{Q\mu}{q_\infty V_c}, \quad 6.7$$

а максимальные параметры трещин в этом случае зависят от:

$$W = \frac{4(1-\nu^2)L}{E} (P_c - q_\infty);$$

$$L = \sqrt{\frac{V_c E}{5,6(1 - v^2)h(P_c - q_c)}} , \quad 6.8$$

где h – мощность пласта; L – полудлина трещины.

Образование трещин гидроразрыва нередко на практике происходит спонтанно. Так, при эксплуатации Нальчикского месторождения минеральных вод установлен факт прорыва минерализованных вод из нижнемеловых отложений в верхнемеловые. Эти отложения разделены альбскими глинами мощностью около 100 м. При этом содержание хлора в подземных водах верхнемеловых отложений увеличилось от 0,4 до 1,0 г/л, минерализация возросла от 1,2 до 2,5 г/л, а температура – от 34 до 38°C.

6.2. Формирование коллекторских свойств карбонатных пород

Более сложным вопросом является выявление региональных закономерностей изменения проницаемости карбонатных и сульфатных пород под действием различных стадий катагенеза (частично это было рассмотрено в предыдущем разделе). Однако и для них в большинстве случаев наблюдается направленное изменение пористости и проницаемости с глубиной погружения осадков. Снижение фильтрационных свойств карбонатных пород может быть связано с отсутствием влияния поверхностных факторов (выщелачивание, палео- и современный карст), с частичным или полным залечиванием трещиноватости, а также с процессами уплотнения под массой вышележащих пород.

Как и в терригенных породах, в карбонатных и сульфатных широко развиты процессы диагенетического и катагенетического преобразования. Эти процессы проявляются в уплотнении, перекристаллизации первичного кальцита, доломитизации, сульфатизации, кальцитизации, окремнении и переотложении материала.

Как и для терригенных пород, существует цикличность образования карбонатных отложений, связанная с условиями осадконакопления. Это проявляется в частности [100, 130, 154] в больших емкостных свойствах верхних частей разреза карбонатных циклов, т.е. неоднородность фор-

мируется уже на стадии осадконакопления (Припятская, Прикаспийская впадины, Байкатская и Непто-Ботубобинская антеклизы). Это доказыва-ется для условий Припятской и Прикаспийской впадин. К основным факторам преобразования карбонатных пород относят [155]: геостати-ческое уплотнение, перекристаллизация, трещинообразование, выщела-чивание (карстовые процессы), доломитизация и минералообразование.

Применительно к карбонатным отложениям Тимано-Печорского НГБ к основным факторам формирования «порово-кавернозно-трещинного типа» отложений ордовикско-раннедевонского возраста относят [41]: тектонику и процессы размыва и выщелачивания. Фильтрационно-емкост-ные свойства верхнедевонско-турнейского комплекса связывают в основ-ном с существованием рифогенных построек в период осадконакопле-ния, пересекающих «все крупные тектонические элементы», а также с одиночными карбонатными банками. Верхневизейско-нижнепермский карбонатный комплекс в верхней части характеризуется резкой фаци-альной изменчивостью – сочетанием рифо-банковых образований и деп-рессионных фаций, т.е. фильтрационная неоднородность формируется уже на стадии осадконакопления.

Уплотнение

Гравитационное уплотнение имеет большое значение в глинистых частях разреза (например, глинистые известняки) [155], перекристал-лизация – наоборот. Теоретические расчеты показывают, что шаровая полость (образованная, допустим, за счет карста) в монолитной среде может выдерживать значительные нагрузки, т.е. сохраняться на больших глубинах. Однако при отсутствии противодействия на поверхность ша-ровой полости изнутри (наличие жидкости при возможности ее оттока за пределы шаровой полости) она начинает разрушаться при горном дав-лении 60 Мпа, что соответствует глубинам 2400–2500 м.

В зависимости от изменения термобарических условий, интен-сивности и химического состава мигрировавших (мигрирующих) раство-ров емкостные свойства карбонатных пород будут меняться в вертикаль-ном разрезе, по площади и во времени. Карбонатные и сульфатные ми-нералы так же, как и породообразующие минералы терригенных пород, являются неустойчивыми при изменении термобарических условий, ко-торые меняются с увеличением глубины залегания, изменением текто-

нической активности, с появлением или затуханием гидротермальной деятельности. В соответствии с изменением этих процессов во времени и пространстве менее устойчивые минералы сменяются на более устойчивые, нередко того же химического и минералогического состава. Это хорошо иллюстрируется, например, образованием кальцита различных генераций с увеличением глубин залегания карбонатных пород и карбонатного цемента терригенных пород.

Широко известно заполнение кальцитом пор и трещин различных по литологическому составу пород вновь образованным кальцитом, являющимся устойчивым на больших глубинах. В настоящее время не известны эмпирические закономерности изменения карбонатных пород с глубиной. Однако можно предположить, что, так же как и для терригенных пород, их емкостные и фильтрационные свойства будут меняться с глубиной в сторону их ухудшения.

Так, в карбонатных породах осинского горизонта Иркутского амфитеатра для нижних частей разреза, где содержание вторичного кальцита в порах и кавернах составляет 8–13%, вверх по разрезу содержание вторичного кальцита снижается до 4–6%. Для этих же отложений установлены также процессы сульфатизации в порах и трещинах, в результате чего содержание вторичных сульфатов достигает 7,2%. Поры и трещины осинского горизонта выполняют также вторичные соли (галит), содержание которых в доломитах достигает 13–17%, а в известняках – 6,5–10%. Вторичные поры и каверны, выполненные галитом, имеют размеры от 0,05 до 7 мм. В некоторых случаях они соединены короткими трещинами размером 20–200 мкм, которые также выполнены галитом. Наряду с короткими трещинами установлены трещины значительной протяженности, заполненные солью и секущие всю толщу пород. Направление трещин, как правило, перпендикулярное и наклонное по отношению к напластованию пород. Их наличие свидетельствует о том, что в какой-то момент геологической истории развития Иркутского амфитеатра уже после образования пор и каверн за счет перекристаллизации и доломитизации карбонатных пород осинского горизонта осуществлялась миграция рассолов. Эти рассолы заполнили поры и каверны и соединяющие их трещины, из них впоследствии при снижении температур и пластовых давлений кристаллизовался галит.

Наряду с залеченными трещинами имеются и открытые, объемная плотность которых составляет 3–66 м⁻¹. Следует отметить, что в то время как межзерновая поровая проницаемость составляет менее 10⁻⁵ мкм²,

трещинная проницаемость на 2–3 порядка больше и составляет 10^{-3} мкм² [97, 130, 15].

Положительными процессами в образовании вторичной пустотности карбонатных пород осинского горизонта являются катагенетическая перекристаллизация, доломитизация, выщелачивание и тектоническая трещиноватость. Например, нефтегазопроявления в осинском горизонте связаны с зернистыми вторичными доломитами, образовавшимися путем доломитизации первичного известняка. Однако и в этих случаях образованные поры в последующем залечиваются минеральным или глинисто-органическим веществом. Интенсивность преобразования пород меняется в вертикальном разрезе в связи с процессами выщелачивания, сульфатизации, окварцевания и кальцитизации. При этом вниз по разрезу до 800 м суммарное воздействие этих процессов приводит к увеличению пористости, которая на глубинах 800–1000 м сокращается, затем вновь возрастает и с 1200–1250 м испытывает устойчивое сокращение и составляет 4–40% [97, 130, 155].

Верхнемеловые отложения Терско-Сунженской области (Восточное Предкавказье) представлены толщей известняков с прослоями мергелей общей мощностью до 400 м. Верхнемеловые известняки слабо изменены постседиментационными процессами. Наиболее распространенными вторичными преобразованиями известняков являются перекристаллизация и выщелачивание. Общая пористость пород не превышает 7%. Основные емкостные и фильтрационные свойства определяются трещиноватостью известняков, которая достигает $36,6/\text{м}^{-1}$ и более. Следует отметить (что очень важно), что общая вторичная пустотность и коэффициент проницаемости известняков направленно изменяются по высоте залежи (рис. 6.9).

Для данной структуры характерно резкое сокращение фильтрационных свойств к кровле и подошве комплекса вплоть до образования непроницаемых пород. Это может свидетельствовать о более интенсивных процессах залечивания первичной пористости и трещиноватости к подошве известняков, т.е. к границе смены пород одного литологического состава (известняки) на другой (аптские глины). Если бы аналогичные исследования были осуществлены в направлении верхней перекрывающей толщи, то, возможно, была бы получена картина, отраженная пунктирной линией, расположенной слева от оси проницаемости на рисунке 6.9б.

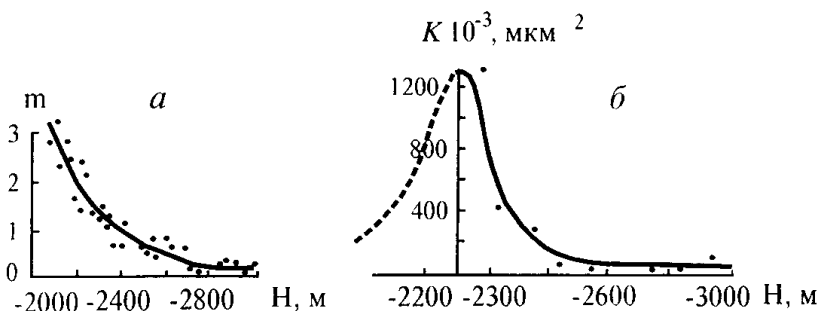


Рис. 6.9. Изменение коэффициента общей вторичной пористости (а) и коэффициента проницаемости (б). По Н.П.Лебединец и А.Л.Тагуновой.

Сплошная линия – по фактическим данным, пунктирная – предполагаемая, по высоте Малгобек-Вознесенской структуры (Восточное Предкавказье)

Таким образом, наряду с непроницаемыми разломами, ограничивающими Малгобек-Вознесенско-Алиуртовскую структуру от смежных, созданы необходимые предпосылки для сохранения в верхнемеловых известняках АВПД. При этом для этих месторождений характерно наличие довольно больших (более единицы) вертикальных градиентов пластовых давлений. Такое распределение емкостных и фильтрационных свойств подтверждает наличие блоков с непроницаемыми границами различного генезиса.

Существенная неоднородность емкостных и фильтрационных свойств установлена С.А.Денк (1994 г.) для карбонатных отложений Пермского Приуралья. В этой работе отмечается широкое распространение каверно-трещинных коллекторов, трещины которых (шириной 10–20 мм и протяженностью 2,2–2,4 м) выполнены глиной, кальцитом, ангидритом и твердым битуминозным веществом, а также наличие рядом расположенных продуктивных и «сухих» элементов разреза. Отрицается роль матрицы пород в формировании емкостных свойств.

Процессы уплотнения и постседиментационных преобразований карбонатных пород создают необходимые условия для сокращения емкостных и фильтрационных свойств с глубиной их погружения. Вместе с тем процессы выщелачивания, перекристаллизации, доломитизации и другие могут приводить к формированию как аномально

высоких, так и аномально низких (вплоть до абсолютно непроницаемых) локальных участков разреза. Естественные гидравлические разрывы и тектонические процессы, нарушающие сплошность пород, могут приводить к формированию зон с повышенной трещиноватостью и проницаемостью. *Трещины играют роль соединительных каналов между пористо-кавернозными частями разреза. Тектонические процессы и гидротермальная деятельность могут быть постоянными или периодическими. В связи с этим зоны повышенной проницаемости могут сохраняться постоянно или время от времени залечиваться, а затем вновь образовываться при возобновлении тектонической и гидротермальной деятельности.*

Формирование емкостных и фильтрационных свойств семилукского горизонта Припятского прогиба связано только с тектоникой. Здесь изменения емкостных и фильтрационных свойств имеют линейно-вытянутые локальные поля, «длинные оси которых параллельны простиранию регионального тектонического нарушения» [145, с.8]. Вблизи нарушения коллекторские свойства ухудшены. Далее расположена широкая полоса с максимальными значениями фильтрационных свойств, и далее по мере удаления от разлома они вновь ухудшаются. С нашей точки зрения, это связано с внедрением гидротермальных растворов вверх по разлому, с формированием флюидной пластовой интрузии в семилукском горизонте и с последующими процессами новоминералообразования по границам этой интрузии (частичное или полное залечивание поровой и трещинной емкости). Именно по границам с большей интенсивностью происходит изменение термобарических условий, и прежде всего пластовых давлений, в связи с разгрузкой флюидов в смежные элементы разреза осадочного чехла. Скорее всего, аналогичная ситуация наблюдается в выше- и нижележащих коллекторах.

В погруженных частях НГБ (на глубинах более 2–2,5 км) региональных закономерностей изменения фильтрационных свойств не наблюдается в связи с преобладанием эндогенных процессов, проявляющихся локально и играющих важную роль в формировании проницаемости среды.

Таким образом, карбонатные отложения глубоких горизонтов (как, впрочем, и приповерхностных) характеризуются существенной неоднородностью фильтрационных и емкостных свойств в плане и разрезе, меняющейся на протяжении геологического времени. Эти изменения

нередко связаны с палео- и современной гидротермальной деятельностью [10].

6.3. Формирование глинистых коллекторов

Глинистые отложения и глины слагают до 70 % разреза осадочных толщ артезианских бассейнов, особенно молодых (Восточное Предкавказье, Туранская плита. Западная Сибирь и другие), а также межгорных впадин и краевых прогибов (Ферганская, Иссык-Кульская впадины, Таджикская депрессия, Предуральский и Предкавказский прогибы).

В связи с этим роль глинистых отложений в формировании глубоких флюидов чрезвычайно велика. Однако и здесь, как и во многих вопросах гидрогеодинамики глубоких горизонтов, существуют вопросы, на которые нет однозначного ответа: а) проницаемы ли глинистые отложения для воды и УВ или нет; б) в какой мере они могут служить крышкой для нефтегазовых месторождений; в) существует ли гидродинамическая взаимосвязь между нефтегазоносными горизонтами, разделенными глинистыми крышками; г) описывается ли движение подземных флюидов в глинистых породах линейным законом фильтрации; д) каким образом распределяется пластовое давление в уплотняющихся глинистых осадках; е) какова роль глин в формировании пластовых давлений и химического состава подземных флюидов?

Рассмотрим один из наименее освещенных в гидрогеологической литературе вопросов: формирование проницаемости глинистых пород, прежде всего для оценки вертикального гидродинамического взаимодействия отдельных частей разреза НГБ. Обобщающих работ, объединяющих исследования в этом направлении, до настоящего времени практически не было, что в определенной мере и породило неоднозначность решения вопросов о роли глинистых отложений в формировании глубоких флюидов.

Важной причиной этого является сложность объекта исследования. Отдельно взятые глинистые минералы, слагающие глинистые породы, сами по себе являются сложной природной системой, активно взаимодействующей с водным раствором. Многочисленные экспериментальные и теоретические исследования не могут в полном объеме и однозначно осветить процессы взаимодействия минерального вещества с раствором. Не изучены физические свойства и поведение воды, находя-

щейся в связанном и кристаллическом состояниях, и физические и физико-химические процессы, протекающие в этой сложной природной системе. Вместе с тем накопленный к настоящему времени эмпирический материал требует обобщения и анализа с целью выявления основных закономерностей, обуславливающих движение флюида в глинистых породах.

Изменение проницаемости глинистых отложений связано с условиями осадконакопления, геостатическим уплотнением, влиянием температуры, постдиагенетическими процессами, формирующими макро- и микронеоднородность.

Как уже говорилось, условия осадконакопления определяют региональные изменения литологического состава глинистых пород (макронеоднородность). Так, если в центральных районах НГБ глинистые покрывки на 90 % и более могут быть представлены тонкодисперсными глинистыми частицами, то на окраинах бассейнов это преимущественно песчаные и песчано-алевритовые породы. Как правило, наряду с изменением литолого-минералогического состава глинистых отложений в направлении от периферии к центру структур происходит увеличение их мощности. Увеличение глинистости и мощности отложений должно приводить к резкому ухудшению их фильтрационных свойств в направлении от краевых к внутренним погруженным районам НГБ.

В пределах сингенетических положительных структур более высокого порядка, а также при наличии внутренних источников сноса обломочного материала на описанную выше региональную (фоновую) закономерность накладывается иной масштаб неоднородности, связанный с внутренним структурным планом территории. Эта неоднородность более высокого порядка приводит к увеличению проницаемости глинистых покрывок в пределах сводов положительных структур. Этот факт отмечается в многочисленных публикациях.

Геостатическое уплотнение

Этот процесс является одним из наиболее существенных в катагенетическом преобразовании глинистых осадков. Если для песчаных осадков степень их уплотнения под действием веса вышележащих пород составляет первые проценты, то величина уплотнения глинистых пород составляет десятки процентов от их первоначальной мощности. На графике (рис.6.10) показана кривая естественного уплотнения глинистых

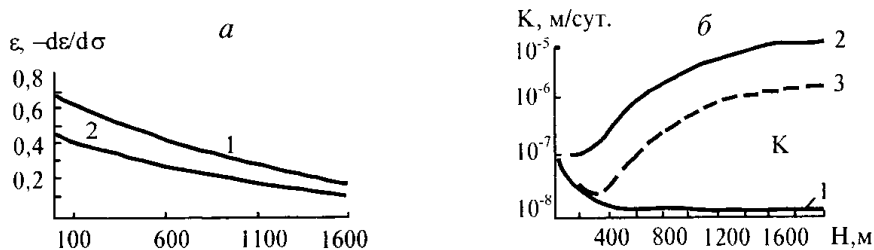


Рис. 6.10. Изменение физико-механических свойств глинистых пород

a – коэффициентов уплотнения (1) и пористости (2), *б* – коэффициента проницаемости: 1 – от глубины, 2 – от температуры, 3 – совместно от глубины и температуры (при начальном значении проницаемости $K=10^{-7}$ м/сут)

пород Западной Сибири и изменение коэффициентов уплотнения $d\varepsilon/d\sigma$ и пористости ε при погружении глин. Их изменение с глубиной описывается эмпирическими экспоненциальными функциями.

Из рисунка 6.10 видно, что пористость и коэффициент уплотнения уменьшаются, соответственно, от 0,7 и 0,5 до менее 0,05 на глубинах более 4000 м. Столь существенное сокращение абсолютной пористости с увеличением глубины залегания, без сомнения, приводит к появлению изолированных и субкапиллярных пор и вследствие этого к значительному уменьшению поровой проницаемости глин.

Теоретическое изменение коэффициента поровой проницаемости приведено на рисунке 6.10. Кривая 1 рассчитывалась по зависимости (6.2). Из рисунка видно, что при погружении на глубины более 4000 м коэффициент проницаемости уменьшается более чем на порядок.

Температура и минерализация

Вместе с ростом глубины залегания происходит увеличение температуры пород осадочного чехла и подземных флюидов и возрастает их минерализация. В результате изменения температурного поля поровая проницаемость глинистых отложений должна возрастать с глубиной погружения отдельных стратиграфических комплексов и от периферии к центру НГБ. Увеличение температуры вызывает уменьшение вязкости фильтрующейся жидкости, вследствие этого резко уменьшаются силы капиллярного взаимодействия между жидкостью и минеральным скелетом породы, что эквивалентно увеличению эффективной пористости и

поровой проницаемости отложений. Даже для песчаных пород рост температуры вызывает увеличение проницаемости в несколько раз. Для глинистых пород капиллярные силы проявляются в несоизмеримо большей степени, чем в грубообломочных образованиях, и поэтому изменение их проницаемости будет в несколько раз больше.

Так, по данным И.А.Брилинг (1977 г.), проницаемость монтмориллонитового образца при увеличении температуры от 20 до 80°C увеличивается более чем на два порядка (см. рис.6.10, кривая 2).

З.А.Водоватовой показано, что в низкопористых песчаниках с весовой глинистостью от 13 до 37% коэффициент проницаемости в интервале температур от 20 до 90°C увеличивается на 200–300%. При этом влияние температуры в наибольшей степени проявляется в породах с большей весовой глинистостью. Существенное влияние температуры на проницаемость глинистых пород при фильтрации жидкостей различного химического состава установлено на образцах (В.М.Гольдберг, 1980 г.). При росте температуры от 20 до 90°C коэффициент проницаемости увеличивается для каолина в 3–5 раз, а для монтмориллонита – на порядок и более. Наиболее интенсивный рост поровой проницаемости наблюдается в интервале температур 60–90°C. В этом же интервале температур фиксируется рост коэффициента молекулярной диффузии, а также теплофизических и электрических параметров глинистых пород.

Кроме того, проницаемость глин (изучались монтмориллонитовые и каолинитовые глины) меняется с ростом минерализации фильтрующейся жидкости. Многочисленные эксперименты показали, что проницаемость глин при фильтрации дистиллированной воды всегда меньше, чем для растворов. Этот факт широко известен. Около 70% увеличения проницаемости приходится на растворы, имеющие минерализацию от 1 до 30 г/дм³. В отдельных случаях увеличение проницаемости происходило более чем на порядок. Минерализация растворов в большей мере приводит к увеличению поровой проницаемости монтмориллонитовых глин, чем каолинитовых. При этом поровая проницаемость возрастает больше в тех случаях, когда в обменном комплексе монтмориллонита содержится натрий, и меньше, если содержится кальций.

При одновременном росте температуры и минерализации коэффициент проницаемости увеличивается более существенно, чем под влиянием одного из этих факторов. Таким образом, исследования в изучении зависимости проницаемости тонкодисперсных пород от температуры и минерализации дают основания утверждать, что с увеличением глу-

бины залегания глинистых отложений их *поровая* проницаемость будет существенно возрастать.

На рисунке 6.10 (кривая 3) показано суммарное воздействие уплотнения и температуры на проницаемость глинистых пород. При ее построении предполагалось нормальное распределение температуры с глубиной. Учет влияния температуры на проницаемость глинистых отложений осуществляется при достижении глубины, на которой температура превышает 20°C (начальная температура, выше которой имеются экспериментальные данные). Из рисунка видно, что поровая проницаемость глинистых пород с увеличением глубины залегания вначале резко уменьшается (в пределах одного порядка) под действием уплотнения, а затем начинает возрастать под влиянием температуры. В результате совместного действия этих факторов при достижении пороговой глубины 800–1000 м и более *поровая* проницаемость (без учета иных факторов, определяющих формирование коллекторских свойств) глинистых пород возрастает. На рисунке 6.10 приведена лишь схема, построенная на ограниченном числе экспериментальных данных. В реальных природных условиях, несомненно, могут быть отклонения от нее.

Минералогический состав глинистых пород

Минералогический состав глинистых пород также значительно влияет на их проницаемость. Многие исследователи [1, 167, 168 и мн. другие], занимающиеся этим вопросом, отмечают, что в ряду монтмориллонит–каолинит наименьшей проницаемостью обладают монтмориллонитовые глины, содержащие разбухающие пакеты и большое количество связанной воды. Наибольшей проницаемостью обладают каолинитовые глины. Можно считать доказанным, что с уменьшением способности глинистых минералов к набуханию (каолинит, хлорит, иллит) их фильтрационные свойства возрастают в несколько раз. Так, по данным М.А.Цветковой, добавка двух процентов гидробиотита, каолинита и монтмориллонита к кварцевому песку (изучалось влияние только одного минерала на одном образце, первичная проницаемость которого составляла 60,3 мкм²) уменьшает его проницаемость, соответственно, до 27,5, 17,4 и 5,8 мкм². Содержание этих минералов в количестве 20% снижает проницаемость, соответственно, до 0,54, 0,12 и 0,02 мкм², т.е. от 1 до 2 порядков.

Вместе с тем по многим регионам России и ближнего зарубежья (Западная Сибирь, Туранская плита, Ферганская впадина, Предкавказье и другие) установлено, что с ростом глубины залегания глинистых пород независимо от их возраста происходят изменения в их минералогическом составе. Если при малых глубинах залегания (при прочих равных условиях) в глинистых породах преобладают минералы группы монтмориллонита, то с увеличением глубины залегания они постепенно сменяются на смешаннослойные образования, гидрослюда, каолинит, а на больших глубинах преобладает хлорит.

Так, в глинах Ферганской впадины палеогенового возраста в интервале глубин 1800–2100 м происходит резкое сокращение содержания набухающей фазы в смешаннослойных минералах с 80 до 20%. Аналогичные изменения происходят и в интервале температур от 70 до 100°C, соответствующих тем же глубинам (рис.6.11.). Это связано с тем, что при смене одних минералов на другие с глубиной происходит уменьшение содержания в них связанной и кристаллизационной воды, уменьшается пластичность глин и возрастает их жесткость и, следовательно, способность к трещинообразованию.

Юрские отложения Ферганской впадины [1] также испытывали значительные катагенетические изменения, выражающиеся и в изменении минерального состава. Монтмориллонит глубже 2200 м почти не встречается; хлорит замещает гидробиотит, а вермикулит – триоктаэдри-

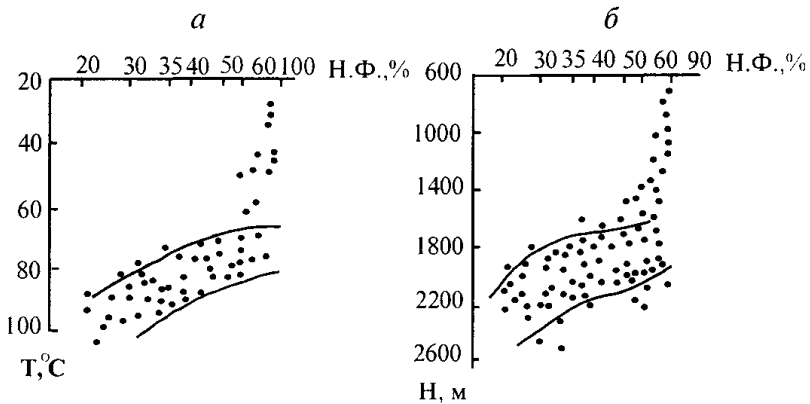


Рис. 6.11. Зависимость количества набухающей фазы глинистых пород Ферганской впадины (по Ш.Г.Саидходжаеву)

а – от температуры, б – от глубины погружения

ческую гидрослюду и монтмориллонит. В меловых отложениях, по данным исследования более 800 образцов, также наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в уменьшении содержания процента набухающих пакетов вниз по разрезу. Палеогеновые глины – до 1800 м пластичные, с 1800 до 3400 м уплотненные, а ниже – аргиллитоподобные. С 1400 м наряду с монтмориллонитом появляются смешаннослойные образования (гидрослюдисто-монтмориллонитового состава), содержание которых с глубин 1800–1900 м резко возрастает. Монтмориллонит фиксируется до 2800–2900 м, ниже – из разбухающих только смешаннослойные, а с 3600 м преобладают гидрослюды. На глубине 5630–5790 м монтмориллонит и смешаннослойные образования полностью отсутствуют, есть только гидрослюда и хлорит.

Процесс гидратации монтмориллонита начинает проявляться при относительно невысоких температурах – 55°C. При температурах 80–85°C встречаются в основном смешаннослойные образования с невысоким содержанием (до 30%) набухающих пакетов. Следовательно, применительно к глинистым породам Ферганской впадины можно говорить о термодинамическом (геохимическом) пороге (сочетание давления и температуры), при котором происходит резкий скачок в минеральном составе глинистых пород (рис.6.12) и, как следствие, резкое увеличение их поровой проницаемости.

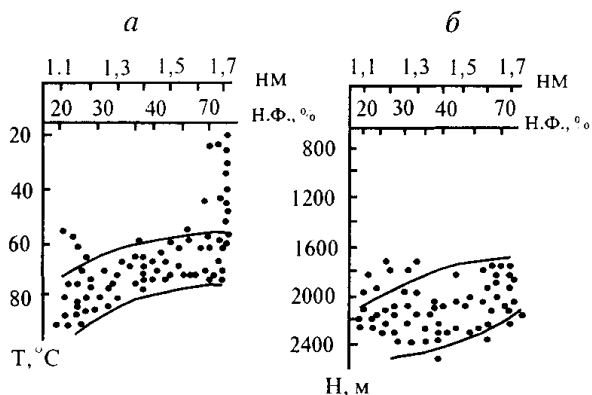


Рис. 6.12. Зависимость содержания лабильных пакетов и монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазы в глинистых отложениях Западной Сибири (по Б.А. Лебедеву и др.)

а – от пластовой температуры, б – от глубины погружения

Глинистые отложения и глинистый цемент Западной Сибири представлены различными минералами: каолинитом, хлоритом, гидрослюдами и монтмориллонитом. При этом в нижних частях разреза преобладает эпигенетический каолинит, реже хлорит, содержание которых вверх по разрезу убывает и они сменяются смешаннослойными образованиями и монтмориллонитом (см. рис.6.7, 6.11, 6.12) Кроме того, перекристаллизация глинистых минералов проявляется в переходе тонкодисперсной массы каолинита в хорошо раскристаллизованную разность.

А.К.Дорофеевой установлено, что в отложениях раннесарматского возраста Вильге-Волицкой зоны (Предкарпатский прогиб) нижняя граница распространения монтмориллонита составляет 2900–3200 м с температурой 90–102°C. Граница существования смешаннослойных образований отвечает температурам 120–160°C.

В Терско-Сунженской области глинистые отложения чокракского возраста характеризуются полным отсутствием монтмориллонита, который замещен смешаннослойными образованиями. Последние, в свою очередь, с увеличением глубины залегания преобразуются в гидрослюды. В этом же направлении уменьшается пластичность и увеличивается трещиноватость глин, и они превращаются в аргиллитоподобные глины, аргиллиты и глинистые сланцы [190].

Таким образом, для глинистых отложений Ферганской впадины, Западной Сибири, Предкавказья и других районов отмечается общая закономерность – минеральные изменения как по всему разрезу в целом, так и внутри стратиграфических отделов, т.е. наблюдается четко выраженная катагенетическая зональность в изменении глинистых минералов с глубиной. Это повсеместно наблюдаемое явление позволило выделить три зоны по закономерностям изменения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры [190]: раннего, среднего и позднего катагенеза.

Верхняя зона – стадия диагенеза не закончена, осадки не литифицированы и диагенетически не изменены. Основной процесс – отжатие поровых (седиментационных) вод и воды межплоскостных пространств трехэтажных структур. В этой зоне независимо от первоначального состава осадков не происходит аутигенного образования глинистых минералов диоктаэдрического типа, что связано с невысокими давлениями и температурами.

Средняя зона (раннего катагенеза) – повсеместное развитие процессов аутигенного образования глинистых минералов со структурой диок-

таэдрического типа. В этой зоне сохраняются минералы группы монтмориллонита вулканогенного происхождения и смешаннослойные образования, связанные с дегидратацией гидрослюды и содержащие молекулярные слои воды (более 40% разбухающих пакетов). В этой зоне развиваются шамотит, каолинит, удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит и глауконит.

Нижняя зона (стадия позднего катагенеза) – завершаются процессы аутигенного образования глинистых минералов. Главная особенность этой зоны – преобразование основной массы монтмориллонита вулканогенного происхождения, смешаннослойных образований, содержащих более 40% разбухающих пакетов, в частности, содержащие мономолекулярный слой воды. Глинистые породы представлены в основном аргиллитами.

Среди глинистых минералов возрастает содержание хлорита и улучшается его раскристаллизованность. В самых нижних частях этой зоны каолинит становится неустойчивым и разрушается.

Во всех перечисленных зонах наиболее активное преобразование первичных минералов и образование аутигенных осуществляется в морских осадках. Из рисунков 6.7, 6.11 и 6.12 видно, что наиболее активно процессы дегидратации и преобразования глинистого вещества происходят в интервале глубин 1800–2200 м и температур – 60–90°C.

Процессы дегидратации протекают под совместным воздействием многих факторов, а относительно узкие пределы глубин и температур позволяют говорить о термобарическом пороге геохимических преобразований глинистых минералов и резком изменении поровой проницаемости глинистых пород в указанных интервалах давлений и температур. Процессы преобразования глинистых минералов на различных стадиях катагенеза подтверждаются также моделированием в лабораторных условиях [168], близких к пластовым с высокими давлениями и температурами. Так, пятикомпонентная ассоциация глинистых минералов (глинистые породы палеогенового возраста месторождения Сузак Ферганской впадины) в среде, содержащей ионы калия и магния, после опытов, длившихся не более 4 суток, стала двухкомпонентной (гидрослюдисто-хлоритовой), хотя до этого содержала каолинит, гидрослюду, диоктаэдрический монтмориллонит и морит. Полученный после опыта состав глинистых минералов подобен составу туркестанских слоев, залегающих на глубинах 5–5,5 км.

Направленное (с глубиной и температурой) изменение минерального состава глинистых отложений должно приводить к направленному увеличению их поровой проницаемости на несколько порядков по сравнению с верхними частями разреза, где в составе глинистых отложений преобладает монтмориллонит. В том же направлении и с той же интенсивностью изменяют поровую проницаемость температура и минерализация мигрирующих растворов.

Но не поровая проницаемость в конечном счете определяет возможность и масштабы миграции глубоких флюидов в глинистых отложениях. Неслучайно тысячи определений проницаемости глинистых пород в лабораторных условиях показывают или отсутствие проницаемости, или чрезмерно малые значения коэффициента проницаемости, что в конечном счете и определило отношение к глинистым породам, как к флюидоупорам. Поровое пространство глинистых пород на больших глубинах может быть частично или полностью заполнено вторичным цементом и новообразованными минералами, что и обуславливает низкие значения или полное отсутствие поровой проницаемости в образцах керна, наблюдаемое в лабораторных условиях.

Минеральные преобразования глинистых пород наряду с другими факторами формируют их макро- и микронеоднородность, и прежде всего трещиноватость. На различных стадиях своего преобразования (диагенез, катагенез) глинистые породы превращаются из высокопористых илов в породы с жесткими структурными связями (ряд ил–аргиллит–глинистый сланец), способными к трещинообразованию.

Трещиноватость глинистых отложений имеет большое значение, и ее необходимо учитывать при изучении их проницаемости. Достаточно сказать, что при наличии на 1 км^2 поверхности глинистых отложений суммарной поверхности трещин в 1 м^2 , заполненных песчаным или алевритовым материалом, расходы воды через эти площади будут равны (при равных вертикальных градиентах давлений и коэффициентах проницаемости глинистых и грубообломочных пород, отличающихся между собой на 6 порядков). Еще больший контраст будет в случае открытых трещин.

Наличие широко развитой различно ориентированной трещиноватости (рис.6.13) позволяет утверждать, что основной расход фильтрующейся жидкости приходится на трещины, которые являются основными каналами фильтрации в глинистых отложениях. Наличие трещиновой проницаемости объясняет, во-первых, большое расхождение в опре-

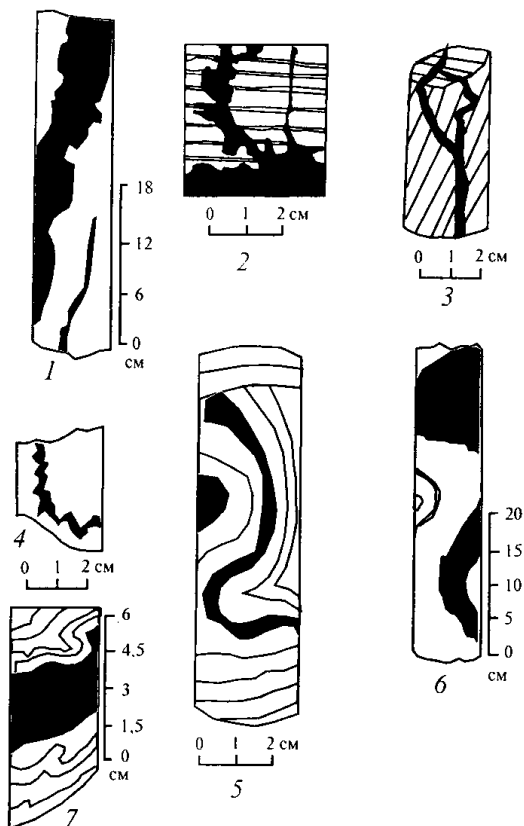


Рис. 6.13. Микронеоднородность (трещиноватость) глин и аргиллитов юрского возраста (Западная Сибирь)

Черное – трещины, выполненные песчано-алевритовым материалом; светлое – глины и аргиллиты

делении их проницаемости различными методами: на образцах в лабораторных условиях и в массиве, по результатам гидродинамического опробования, а также другими. Расхождение это достигает 2–3 порядков. Заниженные значения на образцах связаны с тем, что масштаб опробования меньше масштаба микро- и микронеоднородности, т.е. существует малая вероятность того, что в образце глин окажутся трещины, песчаный прослой и т.п. В большинстве случаев трещинные образцы

вообще не изучаются, так как им нередко трудно придать форму, удобную для исследования на специальной аппаратуре.

При гидродинамическом опробовании и других методах изучения водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев (откачка, нагнетание) в возмущенную зону попадают значительно большие площади, что повышает вероятность учета макронеоднородности. Коэффициент проницаемости, по данным этих определений, стремится к своему среднему значению в пределах зоны возмущения. Во-вторых, наличие макронеоднородности объясняет движение жидкости в естественных (ненарушенных) условиях через мощные толщи глинистых пород, когда градиенты не достигают начальных значений, наблюдаемых в лабораторных условиях.

В настоящее время глинистые породы, имеющие мощность более 30 м, принимаются в гидрогеологии глубоких горизонтов за надежные флюидоупоры [168]. Кроме того, имеется также мнение о существовании начального градиента, выше которого фильтрация может осуществляться, а ниже – не может [6]. Последнее чаще всего и позволяет отвергать возможность движения флюидов в глинистых породах под действием тех значений градиентов, которые наблюдаются в НГБ (часто доли единицы). Этот вопрос является особенно важным и требует специального рассмотрения. Наличие начального градиента и отсутствие движения флюида при градиентах, менее начального, установлены в лабораторных условиях и нередко на специально приготовленных пластах.

Опыт эксплуатации пресных подземных вод в верхних частях разреза осадочных толщ платформ (Московский, Днепровско-Донецкий и другие артезианские бассейны) показывает, что независимо от мощности перекрывающих и подстилающих глинистых отложений (от 10 до 400 м) и величины водоотбора (от первых десятков до сотен тысяч кубических метров в сутки и более) основным источником формирования эксплуатационных запасов подземных вод является перетекание через глинистые отложения, т.е. 80–90% и более от общего водоотбора приходится на поступление воды из смежных водоносных горизонтов.

Достоверность этих расчетов велика, что подтверждается совпадением оценок, полученных различными методами: аналитические расчеты, аналоговое и численное моделирование, изотопные исследования, анализ и обработка режимных наблюдений. Несмотря на незначительные расхождения между оценками, полученными раз-

личными методами, все они однозначно указывают на преобладание процессов перетекания даже тогда, когда мощность глинистых отложений достигает первых сотен метров.

Интенсивность процессов перетекания и взаимодействия водоносных горизонтов и комплексов, установленная при водоотборе подземных вод, осуществляется в слабоконсолидированных и слабоуплотненных глинах, в которых процессы поровой фильтрации, вероятно, не потеряли еще своего значения. Но и для них фильтрационная неоднородность и наличие трещиноватости определяют большую роль в процессах гидродинамической взаимосвязи водоносных горизонтов. Глинистые породы следует рассматривать как породы с двойной пористостью – поровой и трещинной [153 и мн. другие]. Именно макронеоднородность (трещиноватость) определяет блоковое строение глинистых отложений и возможность интенсивной фильтрации подземных флюидов в глинах при градиентах, значительно меньших, чем начальные. Здесь уместно привести результаты определения проницаемости глинистых пород различными методами (табл.6.2).

Из таблицы 6.2 видно, что проницаемость, определенная в лабораторных условиях, на 2–3 порядка меньше, чем найденная другими методами. Вместе с тем значения коэффициента проницаемости, определенные в полевых условиях (гидрохимический, термометрический и изотопный методы) и моделированием, для условий нарушенного ре-

Таблица 6.2

Проницаемость глинистых отложений [153]

| Район исследований | Коэффициент проницаемости (м/сут), полученный методами: | | | |
|--------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | лабораторным | аналоговым моделированием | гидрохимическим | термометрическим |
| г. Киев | (0,3–4)10 ⁻⁶ (0,6–2)10 ⁻⁶ | (2–4)10 ⁻⁴ (2–4)10 ⁻⁴ | – – | (0,5–1)10 ⁻³ (0,5–1)10 ⁻³ |
| Молдавия | (3–5)10 ⁻⁷ (3–5)10 ⁻⁷ (0,2–9)10 ⁻⁷ (0,2–8)10 ⁻⁷ (0,2–8)10 ⁻⁷ | – – (0,1–1)10 ⁻⁴ – – | – – 4·10 ⁻⁴ – – | 2·10 ⁻⁴ 1·10 ⁻⁴ – 3·10 ⁻³ (0,3–6)10 ⁻⁴ |
| Долина р. Исеть | (3–6)10 ⁻⁶ 1·10 ⁻⁶ 1·10 ⁻⁷ | – – – | 7·10 ⁻⁵ 6·10 ⁻⁴ 2·10 ⁻⁶ | – – – |
| Восточная Сибирь | – (0,01–1)10 ⁻⁴ | (1–3)10 ⁻³ (3–5)10 ⁻⁴ | 1·10 ⁻³ 5·10 ⁻³ | – – |

жима близки. Несоответствие между значениями, определенными лабораторными методами, и всеми другими можно объяснить трещинной неоднородностью глинистых пород, масштаб которой больше размеров образцов, изучаемых в лаборатории.

Таким образом, многолетний опыт эксплуатации подземных вод убеждает нас в том, что глинистые отложения даже при мощности до 400 м являются проницаемыми при градиентах, значительно меньших единицы (начальных градиентах, установленных в лабораторных условиях на монолитах). Эта проницаемость обеспечивается в основном трещиноватостью глинистых пород. Так, для образцов глин и аргиллитов майкопской толщи Предкавказья, отобранных с глубин 730–3934 м, выявлены пустоты выщелачивания и повышенная микротрещиноватость. Поры выщелачивания (свидетельствующие о протекавших миграционных процессах) и трещины заполнены различными по геохимическому облику битумоидами.

Вертикальная миграция в глинистых породах установлена в частности на месторождениях Хаян-Корт и Старогрозненское (Восточное Предкавказье). В присводовых частях структур в глинистых отложениях месторождения Хаян-Корт содержание эпигенетического битума достигает 0,16–0,18%, а проницаемость глин оценивается в $(20–38) \cdot 10^{-3}$ мкм².

Следы миграции углеводородов установлены также в аргиллитах Днепровско-Донецкой впадины, в юрских, меловых и палеогеновых отложениях Ферганской впадины, в миоценовых аргиллитах формации Спраберри (США, Техас). Открытые трещины, заполненные нефтью, обнаружены в аргиллитах верхнего мела в нефтяной шахте Борислова. В Пермском Приуралье в аргиллитах сакмарского возраста получен приток газа с дебитом 146,5 тыс. м³/сут.

Глинистые отложения месторождения Хасси-Месауд (АНДР) разделяют продуктивные кембрийские гравелиты и песчаники от соленосных отложений. В глинах встречаются вторичные ангидрит, гипс и битум. Терригенные отложения кембрия, по данным М. Ульми, содержат до 40% вторичного ангидрита и гипса.

В девонских отложениях востока Русской платформы Г.А. Миропольской (1972 г.) установлена связь выделения сульфидов с магматическими процессами (вероятнее, с поствулканической деятельностью – гидротермальными явлениями) в земной коре. Сфалерит, халькопирит, арсенопирит обнаружены в трещинах всех литологических типов пород

терригенного девона, в том числе и кыновских глинах. Очевидно, что образование этих минералов возможно только при дополнительном приносе вещества. Последнее же означает, что в прошлые геологические эпохи кыновские глины являлись хорошо проницаемыми.

При изучении аргиллитов юрского возраста месторождения Жетыбай (Южный Мангышлак) установлены [29] четыре системы тектонических трещин, только 5% которых залечены кальцитом, реже баритом и другими минералами. Степень трещиноватости аргиллитов в 3–4 раза выше, чем песчаников и алевролитов. Верхнемеловые аргиллиты Восточного Ставрополя, залегающие на глубинах 2480–2680 м, являются крепкими, плитчатыми и характеризуются вертикальной открытой трещиноватостью, порой нефтенасыщенной.

Миграция нефти в глинистых отложениях установлена на месторождении Шурасан (Западный Узбекистан), где нефть в виде источников выходит на поверхность. В данном случае видны не следы палеомиграции в глинистых отложениях, а современная восходящая миграция.

Таким образом, можно констатировать, что глинистые породы проницаемы не только для подземных растворов, но и для УВ, обладающих высокой вязкостью. Утверждения о непроницаемости глин справедливо, если говорить об их поровой проницаемости. Если же глинистые породы рассматривать как породы с двойной пористостью (поровой и трещинной), а на больших глубинах преимущественно трещинной, то наблюдаемые факты миграции растворов, газа и УВ находят свое логическое объяснение.

Трещины в глинистых породах встречаются весьма часто, особенно в аргиллитах и аргиллитоподобных глинах. Например, в глинистых отложениях Западно-Сибирской низменности широко развиты трещины различного генезиса, как открытые, так и заполненные грубообломочным материалом. Трещины, заполненные песчаным и алевролитовым материалом, имеют ширину от 0,01 до 3 мм (см. рис.6.13), изредка до 7 см, длина обычно колеблется от 0,05 до 1,5 м, реже составляет первые десятки метров. При большой длине они сопровождаются оперяющей системой трещин. Наибольшая трещиноватость связана с аргиллитами. Так, в аргиллитах тюменской свиты ширина открытых трещин меняется от 0,01 до 5 мм, а ширина трещиноватых зон достигает 1,5 м. По данным К.И.Микуленко, фоновое значение удельной поверхности тектонических и постдиагенетических трещин составляет, соответственно, 0,7 и 1,8 м⁻¹, а аномальное достигает 14 м⁻¹.

О высоких коллекторских свойствах глинистых отложений баженовской свиты Западной Сибири свидетельствуют промышленные притоки нефти на ряде месторождений (Правдинское, Салымское и других). Баженовская свита характеризуется линзовидным строением, некоррелируемостью разреза даже на расстояниях между скважинами 0,6–3 км, т.е. протяженность линз меньше этого расстояния. Результаты гидропрослушивания показывают отсутствие или весьма слабое взаимодействие между отдельными скважинами, вскрывшими различные линзы, что свидетельствует об отсутствии горизонтальной трещиноватости или ее малом удельном весе и преобладании вертикальных и наклонных трещин. По шлифам раскрытость микротрещин составляет 0,01–0,03 мм; длина 0,1–0,3 мм, а их плотность достигает 50–70 на один метр мощности. Несомненно, что в массиве раскрытость микро- и макротрещин, их протяженность и плотность достигают больших величин.

Трещиноватость глинистых пород баженовской свиты, безусловно, связана с тектоникой и гидротермальной деятельностью. Это подтверждается тем, что, например, на Салымском месторождении высокодебитные скважины расположены вдоль двух меридиональных разломов, секущих сводовую часть структуры. По мере удаления от разломов к крыльям и периклиналям наблюдается направленное уменьшение дебитов от максимальных до «сухих». Сама же Салымская структура расположена в непосредственной близости от Обь-Пуровской системы разломов, т.е. в тектонически активной части Западно-Сибирской плиты.

Аргиллиты и аргиллитоподобные глины кумской свиты (Предкавказье) практически лишены первичной пористости и тем не менее имеют объемную трещиноватость от 80 до 1000 м⁻¹ и проницаемость, свойственную трещинным коллекторам от 0,001 до 0,01–0,02, реже до 0,1 мкм² [190].

Глинистые покрывки Днепровско-Донецкой впадины, представленные аргиллитами и алевролитами, иногда с примесью мергелей, характеризуются интенсивной трещиноватостью [175]. Среднее значение трещинной проницаемости аргиллитов составляет (на образцах) от 0,0018 до 0,023 мкм²; среднее значение общей пористости – 4–4,5%, а среднее значение объемной плотности микротрещин изменяется от 24 до 300 м⁻¹, проницаемость трещин в аргиллитах – 15–20 мкм². В трещинах аргиллитов наблюдаются следы миграции углеводородов в виде легких битумов.

Изучение глинистых пород Днепровско-Донецкой впадины в лабораторных условиях показало, что в процессе деформации, подобной тектонической, глинистые породы проявляют способность к разуплотнению, вызываемому, вероятно, развитием микротрещин в процессе переориентировки микроагрегатов глинистых частиц при деформации пород за пределом текучести и вторичным выщелачиванием карбонатного цемента пород по развитой системе микротрещин под воздействием флюидов с АВПД [190]. Эти выводы получены при изучении глинистых покрышек в условиях равномерного и неравномерного сжатия, различных давлений (вплоть до АВПД) и температур. В этом случае также установлена способность литифицированных глинистых пород к существенной перестройке структуры и текстуры, образованию микро- и макротрещин.

В условиях неравномерного сжатия нередко происходят необратимые деформации и нарушения структуры глинистых пород под влиянием высокого порового давления [73]. Чем больше давление, тем большее разуплотнение и увеличение порового (трещинного) пространства. При поровом давлении 49 МПа объем увеличивается на 0,4%, а при 71 МПа – на 11,8%. Эти лабораторные данные подтверждают повсеместно наблюдаемый эффект разуплотнения глинистых пород в областях с развитием АВПД.

Физическое моделирование в лабораторных условиях показало [115], что при эффективных напряжениях 51 МПа и температуре 20°C в условиях равномерного сжатия глинистые частички становятся более плоскими, исчезает их тонкая скульптура и происходит упорядоченность текстуры.

При неравномерном сжатии (что соответствует условиям тектонически активных районов) происходят разъединение микроблоков и их переориентировка. Тенденция к разъединению микроблоков и упорядоченности микроструктуры проявляется более отчетливо при повышении температуры до 200°C, что также соответствует условиям глубоких горизонтов. Выделяют три группы пород по способности к трещинообразованию [190].

К первой группе отнесены чистые глины различного состава с малым содержанием неглинистых примесей. Эта группа обладает высокими значениями коэффициента пластичности ($3-3,5 \leq K < \infty$) и значениями трещиноватости, меньшими или равными 10 м^{-1} .

Ко второй группе отнесены уплотненные глинистые породы с содержанием неглинистых минералов 10–15%. Их способность к трещинообразованию оценивается в 25–30 м⁻¹.

К третьей группе отнесены глинистые породы (алевролиты, глинистые аргиллиты) с высоким содержанием неглинистых минералов, они характеризуются высокой способностью к трещинообразованию – более 25–30 и до сотен обратных метров, и низким значением коэффициента пластичности ($K \leq 1,8–2,0$).

Все образцы, отобранные из различных нефтегазоносных районов Волго-Урала, Западной Сибири, Средней Азии, Предкавказья, Днепровско-Донецкой впадины (всего свыше 1500 образцов), относятся только ко второй и третьей группам, т.е. в той или иной мере способных к трещинообразованию. Несомненно, что в ряду глины–аргиллиты наблюдается непрерывный ряд качественных изменений, превращающих пластичные породы в породы с жесткими структурно-кристаллическими связями, способные к трещинообразованию, представляющие собой на глубинах свыше 1800–2200 м, по существу, коллекторы с трещинной проницаемостью.

Наличие высоких поровых давлений в глинистых породах также способствует образованию микротрещиноватости и повышению проницаемости за счет локальных гидроразрывов, раскрытия уже имевшихся микротрещин, увеличения объема пустотного пространства за счет упругих и необратимых деформаций скелета глинистой породы. Во всех случаях проницаемость (экранирующие свойства) глинистых покрышек зависит от термодинамических условий в каждой точке пространства [23].

А.А.Фомин [190] изучал глинистые породы кумской свиты (Предкавказье), практически лишенные первичной пористости и залегающие в условиях АВПД. Изучалось влияние эффективных напряжений, аномального порового давления и температуры на коэффициенты сжимаемости, пористости и проницаемости. Для сравнения изучались те же характеристики при обычных (равных гидростатическим) поровых давлениях. Установлено нарушение структуры пород при высоких поровых давлениях: с одной стороны, локальные гидроразрывы, раскрытия уже имевшихся трещин, увеличение объема пустотного пространства, а с другой – увеличение сжимаемости в пластовых условиях. Высокие поровые давления приводят к необратимым деформациям. Подтверждается сдвиг границы упругости в сторону меньших эффективных напряжений, установленных при изучении влияния АВПД

на деформационные и коллекторские свойства горных пород при различных объемных напряжениях [190].

В.К.Федоров, изучавший явление гидроразрыва при проходке глубоких скважин Западной Сибири, указывал, что при снятии горного давления в процессе бурения гидроразрыв происходит на контакте пород различного литологического состава, например песчаников и глин.

Образование трещин гидроразрыва в глинистых породах подтверждается практикой эксплуатации нефтегазовых месторождений, когда применяются методы гидроразрыва. Имеются также примеры спонтанного образования этого вида трещин при больших давлениях на пласт, что приводит к значительным перераспределениям пластовых давлений за счет образования трещин гидроразрыва, обеспечивающих гидродинамическое взаимодействие различных частей разреза, ранее изолированных. Так, на нефтяном месторождении Дагаджик (Челекен) в результате сработки пластовых давлений при эксплуатации нефтяной залежи начался интенсивный перетек снизу через толщу глин мощностью 350 м. Пластовое давление в верхней залежи поднялось на 2,3 МПа, температура – с 37 до 43°C, повысилась также продуктивность эксплуатационных скважин. Столь активная миграция возможна лишь при образовании локальных хорошо проницаемых зон.

При изучении гидроразрыва на образцах глинистых пород, отобранных в Предкарпатском прогибе, Днепровско-Донецкой и Амударьинской впадинах, установлено [151], что при превышении перепада давлений на 40–50% над первоначальным (пластовым) происходит нарушение сплошности пород за счет образований трещин гидроразрыва. Исследователями установлена эмпирическая зависимость между давлением гидроразрыва ΔP и коэффициентом проницаемости K глинистых пород в виде

$$\Delta P = 10,7K^{-0,33}.$$

На более чем 1000 образцах, отобранных в различных районах России и ближнего зарубежья, установлено, что чем сложнее состав глинистых пород (увеличение содержания примесей), тем ниже способность пород к пластическим деформациям, выше упругие и прочностные параметры и способность к трещинообразованию [190].

Аналогичные результаты получены при моделировании процессов трещинообразования на образцах Левкинского нефтяного месторождения, расположенного в пределах южного борта Западно-Кубанского

прогиба [190]. Исследования проводились на керне, отобранном с глубины более 4500 м. Отложения эоцена здесь представлены алевролитами с прослоями мергелей, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Образцы обладают трещинной проницаемостью $(0,001-34) \cdot 10^{-3}$ мкм²; объемная плотность трещин составляет 4–780 м⁻¹, а суммарный объем макро- и микротрещин – 0,3%.

Опыты проводились на плотных образцах в условиях неравномерного сжатия при поровых давлениях до 82 МПа и температурах до 135°C. При напряжениях, превышающих предел упругости, аргиллиты и алевролиты испытывали необратимые деформации с проявлением эффекта разуплотнения. Разуплотнение (увеличение пустотного пространства) проявлялось в развитии деформационной микротрещиноватости. При этом в аргиллитах увеличение пустотного пространства происходит за счет раскрытия микротрещин. Результатом этого является увеличение в 2,5–3 раза трещинных параметров. Так, трещинная емкость превышает 10% общей пористости, а не 0,1–0,01%, как в исходных образцах. Возникают иногда и вновь образованные трещины, секущие зерна минерального скелета. Отмечена также перекристаллизация карбонатов, кварца и глинистых минералов с образованием новых, хорошо ограниченных кристаллов.

Естественно предположить, что разрыв сплошности пород (образование и раскрытие уже имевшихся микротрещин) будет в первую очередь осуществляться по наиболее ослабленным зонам, каковыми являются границы микроагрегатов. Последние же образуются сначала в местах, где существует литологическая и минеральная неоднородность, которая способствует образованию микроагрегатов в глинистых породах.

Изучение минерального состава, физико-химических и физико-механических свойств структурно-текстурных особенностей и постседиментационных изменений глинистых пород каменноугольных отложений Волго-Уральской области показало, что в известковистых глинах равномерно распределенный карбонатный материал повышает прочность пород и способность к трещинообразованию [17, 18]. Так, чистые глины, состоящие из дегидратированной слюды, имеют коэффициент пластичности более 6. Содержание 10% пелитоморфного кальцита, равномерно распределенного в тех же глинах, снижает коэффициент пластичности до 1,9, т.е. более чем в 3 раза. Карбонатный материал обезживает глинистые породы и приводит к изменениям текстуры, которые проявляются в том, что беспорядочные мезоструктуры становятся неяс-

нослоистыми и линзовиднослоистыми, что приводит к формированию анизотропии по напластованию и вкрест напластованию. При наличии вторичного доломита в результате сочленения минеральных образований с различной емкостью поглощения образуются участки повышенной проницаемости.

Аналогично карбонатам на процесс дегидратации влияют и терригенные примеси. Во всех случаях вокруг инородных тел по результатам эксперимента наблюдается концентрация напряжений, что обеспечивает переориентировку глинистых минералов, расположенных в непосредственной близости от включений и стяжений. При наличии более крупных кристаллов или группы, единичные мелкие кристаллы ведут себя подобно глинистым, т.е. переориентируются в пространстве.

При уплотнении глинистых пород установлены сначала мезо-, а затем и микроструктуры. Зоны сочленения различных текстур глинисто-карбонатных пород Волго-Уральской области являются зонами повышенных напряжений, более высокой пористости и проницаемости, и они являются основными путями миграции УВ через породы [92, 93].

Следы разъединения участков с различной структурой установлены в глинистых породах баженовской свиты. Породообразующими минералами являются гидрослюды и каолинит. Сочленение микроблоков этих минералов создает ослабленные зоны. Сорбированное органическое вещество на части глинистых минералов в зоне их сочленения с адсорбирующими минералами создает еще более ослабленные зоны, чем зоны сочленения различных текстур. Наличие ослабленных зон различного происхождения при тектонических движениях способствует образованию микротрещиноватости по этим зонам.

Многие исследователи, занимающиеся экспериментальным изучением деформационных свойств глинистых пород [92, 120, 190], отмечают, что при высоком поровом давлении в естественных условиях происходит нарушение сплошности глинистых пород в результате их разуплотнения.

В районах развития АВПД глинистые породы, как правило, разуплотнены, что позволило А.Г. Дурмишьяну [51] выдвинуть гипотезу о формировании аномально высокого порового давления при уплотнении глинистых пород и о значимой роли этого процесса в формировании АВПД. Выше было показано, что элизионный процесс является процессом практическим стационарным. Разуплотнение глинистых пород и нарушение

их сплошности, наблюдаемое в областях развития АВПД, логично объясняется внедрением гидротермальных растворов, гидроразрывами, нарушением сплошности пород с последующими процессами новоинералообразования и запечатывания части разреза на литологических и гидрогеохимических границах.

Таким образом, в результате сложных и многообразных процессов глинистые породы из тонкодисперсных с преимущественно поровой проницаемостью в самых нижних частях разреза превращаются в монолитные, непластичные породы, характеризующиеся высокой способностью к трещинообразованию и при благоприятных условиях исключительно трещинной проницаемостью. На больших глубинах глинистые породы следует рассматривать как породы с жесткими структурно-кристаллическими связями, точно так же, как и породы другого литологического и минералогического состава: известняки, доломиты, песчаники и алевролиты.

6.4. Проницаемость соленосных пород

В заключение главы необходимо остановиться на проницаемости солей, которые широко распространены в осадочных отложениях платформ, авлакогенов и краевых прогибах.

Вопросы, связанные с проницаемостью солей, являются наименее изученными. Вместе с тем имеются свидетельства того, что и соли на определенных этапах истории геологического развития артезианских бассейнов могут быть проницаемыми.

Возможность вертикальной миграции установлена и в соленосных отложениях, которые в силу своих пластических свойств рассматриваются обычно как непроницаемые. Однако и в них в периоды тектонической активности образуется трещиноватость, формирующая вертикальные, хорошопроницаемые зоны, по которым осуществляется восходящая вертикальная миграция и временная гидродинамическая взаимосвязь различных частей разреза НГБ.

Подобная миграция установлена А.С.Анцифировым [5] в соленосных отложениях Иркутского амфитеатра. Здесь усольская свита нижнего кембрия сложена каменной солью с прослоями ангидритов и доломитов. Суммарная мощность слоев соли нередко превышает 1000 м. Общая мощность свиты достигает 1400 м и более. Структурно-поисковыми

скважинами на Балыхтинской площади были вскрыты нефтегазопроявления, наиболее интенсивные из которых связаны со средней и верхней частью разреза свиты. В одной из скважин получен фонтан газа с дебитом 170 тыс. м³/сут, предварительно сопровождающийся выбросами газа и бурового раствора. Газовая залежь находится в прослое ангидрит-доломита мощностью 24 м (Балыхтинская структура). Этот прослой прослеживается по всей площади структуры, но газ получен только в одной скважине, что свидетельствует о непроницаемых вертикальных границах, обусловленных вторичным минералообразованием, и об отсутствии латеральной миграции, обусловленной наличием вертикальных непроницаемых границ. Бурением на этой площади установлены небольшие скопления газа в соляных куполах, при вскрытии которых происходит выброс нефти и газа. Аналогичные случаи нефтегазопроявления встречены на Атовской, Парфеновской, Осинской и других площадях Иркутского амфитеатра.

Нефтегазопроявления установлены также в соленосных отложениях юрского возраста Амударьинского НГБ. Так, на месторождении Кирпичли обнаружены рассеянные УВ и битумы. Прямые же признаки газонефтеносности установлены в Гаурдаке, Южном Иолотане и других структурах.

Нахождение УВ в мощных толщах соленосных отложений можно объяснить лишь временной восходящей миграцией газо-водяной смеси, содержащей УВ, с последующей ее дифференциацией на составляющие (разделение газа, раствора и УВ), и фазовыми переходами, обеспечивающими залечивание трещиноватости.

Выводы

1. Одни и те же по литологическому составу и одновозрастные породы на больших глубинах под действием различных процессов могут быть монолитными (непроницаемыми) или хорошо проницаемыми (включая глинистые). Масштаб неоднородности (сочленение границ проницаемых и непроницаемых пород) может быть различным – от первых десятков до первых сотен метров.
2. Породы глубоких горизонтов обладают преимущественно трещинной проницаемостью;
3. Глинистые породы (как породы любого литологического состава) на больших глубинах приобретают жесткие структурно-кристалличе-

ские связи, способность к трещинообразованию и поэтому могут обладать той или иной (сопоставимой с таковой у пород иного литологического состава) проницаемостью или быть непроницаемыми.

4. Существенная неоднородность фильтрационных и емкостных свойств приводит к формированию различно ориентированных в пространстве непроницаемых (или весьма слабопроницаемых) границ и пластово-блоковому строению глубоких горизонтов НГБ.

5. В масштабе геологического времени фильтрационные и емкостные свойства одного и того же интервала разреза не остаются постоянными, а меняются во времени и пространстве в связи с активизацией тектонических процессов, скрытой гидротермальной деятельности и постгидротермальными процессами новоминералообразования, формирующими резкую анизотропию фильтрационных и емкостных свойств пород в пространстве, то есть коллекторы на больших глубинах всегда вторичные [67].

6. В формировании коллекторских пород существенную роль играет вертикальная миграция флюидов и прежде всего палеогидротермы, оставляющие свои следы в виде новоминералообразований, иногда нескольких генераций, залеченной свободной емкости или, наоборот, в виде аномальной вторичной пористости (трещиноватости).

7. В большинстве случаев в пределах месторождений УВ в их кровле и подошве, а также на флангах должны существовать флюидовмещающие породы с полностью залеченными новоминералообразованиями порами и трещинами. Именно по этой причине месторождения УВ «окружены» менее минерализованными водами по сравнению с фоновыми, так как часть ранее растворенных солей в подземных водах перешла в твердую фазу и практически полностью ликвидировала свободную емкость (поровую и трещинную). Это явление должно наблюдаться для всех литологических разновидностей пород.

Глава 7

ФЛЮИДОДИНАМИКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ

Геологическое строение, общие гидрогеологические условия и тектоника НГБ описаны в многочисленной литературе и по этой причине приводится лишь реферативное изложение материала, в объеме, необходимом для решения основной задачи – расшифровки гидрогеодинамики глубоких горизонтов.

7.1. Геологическое строение и тектоника

Западно-Сибирский НГБ имеет двухъярусное строение: нижний ярус – фундамент, верхний – осадочный чехол. Фундамент сложен метаморфизованными и дислоцированными отложениями докембрийского, палеозойского и раннемезозойского (триас, нижний лейас) возраста. Верхняя часть фундамента представлена корой выветривания, мощность которой в отдельных местах достигает нескольких десятков метров. Ниже залегают сланцы, гнейсы, эффузивные и интрузивные породы, различные по составу и возрасту.

На складчатом фундаменте залегают отложения мезо-кайнозойского платформенного чехла, в строении которого принимают участие юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения (рис. 7.1, 7.2). Мощность осадочного чехла, представленного исключительно терригенными отложениями, достигает 3500 м и более. В пределах бассейна выделяются: нижне-среднеюрский комплекс (J_{1-2}), верхнеюрско-нижневаланжинский комплекс (J_3-K_1v), нижнемеловой–сеноман-

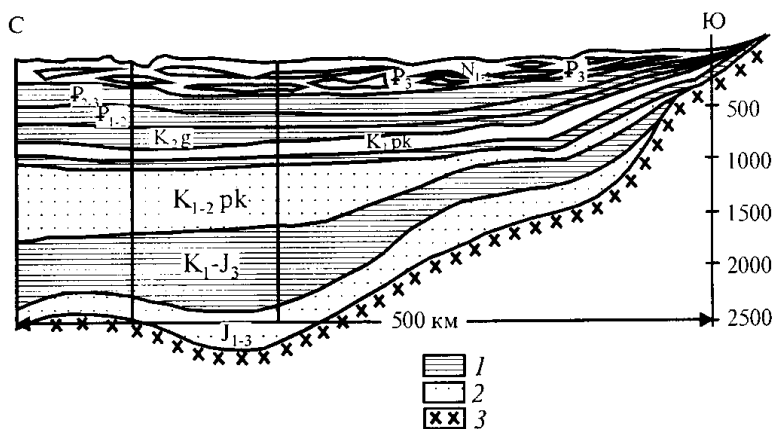


Рис. 7.1. Разрез южной части Обь-Иртышского междуречья

1 – глинистые породы; 2 – песчаные породы; 3 – фундамент

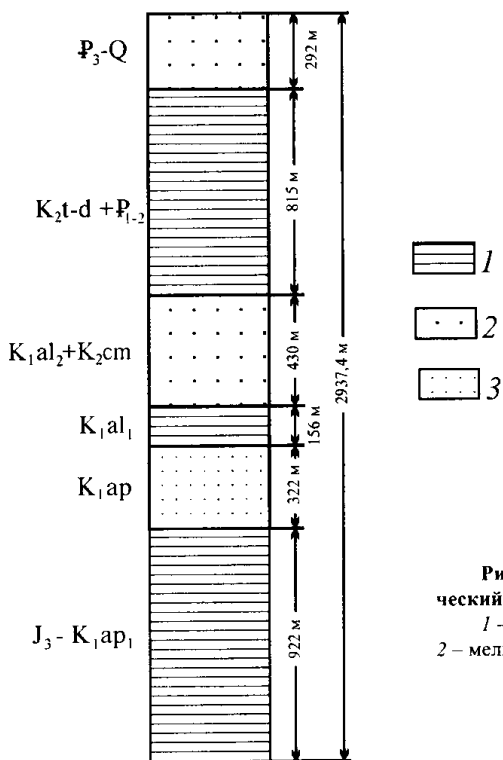


Рис. 7.2. Принципиальный геологический разрез Фроловской площади

1 – глинистые породы; 2–3 – песчаники:
2 – мелкозернистые, 3 – крупнозернистые

ский комплекс (K_{1a} – K_{2sm}), верхнемеловой–палеогеновый комплекс (K_2 – P) и палеоген-четвертичный комплекс (P – Q).

Нижне-среднеюрский комплекс (J_{1-2})

Комплекс накапливался в пределах обширной области аккумуляции, охватывающей 2/3 современной площади бассейна. Море было только в северной части бассейна. На всей остальной территории существовал континентальный режим. Континентальные отложения чехлом покрывают фундамент и отсутствуют лишь на самых приподнятых его частях (Александровский мегавал, Межовский, Парабельский своды и другие поднятия). Мощность отложений и литологический состав весьма изменчивы, что обусловлено рядом факторов: рельефом фундамента, временем и условиями осадконакопления, последующими процессами размыва и другими.

Максимальные мощности приурочены к отрицательным структурам, где они составляют 400–700 м, достигая в северо-восточной части территории 1500 м. На ряде положительных структур (Чебачье, Сенькинское и др.) отложения фундамента представлены интрузивными породами. На остальной части территории – терригенными породами, накапливавшимися в пределах русел рек, крупных озер (преимущественно песчаные отложения) и мелких озер, пойм, болот (преимущественно тонкодисперсные породы). Отложения объединяются в покровскую и тюменскую свиты. Покровская свита представлена туфогенно-осадочными породами, песчаниками и аргиллитами мощностью до 240 м. Тюменская свита характеризуется частыми фациальными замещениями, значительной слоистостью и сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Верхнеюрско-нижневаланжинский комплекс (J_3 – K_1v)

Начавшаяся в келловейское время трансгрессия сопровождалась общим прогибанием низменности. Однако в целом по площади оно не всюду компенсировалось откладывающимися осадками. Мощность келловей-киммериджских отложений в Ханты-Мансийской впадине – всего несколько десятков метров, что свидетельствует о некомпенсированном прогибании. На востоке бассейна (мелкое море) мощность отложений достигает 300–400 м, здесь откладывались алевролиты и песчаники. В

западном направлении содержание глин в разрезе возрастает до 80–90%, в этом же направлении возрастает мощность (до 500–600 м). Северная часть бассейна отличалась значительной дифференцированностью морского дна и активностью тектонических движений. Здесь наряду с глубоководными впадинами существовали архипелаги островов, которые периодически опускались под уровень моря и служили поставщиком обломочного материала.

В отложениях комплекса выделяется ряд свит, в целом представленных существенно глинистыми отложениями (глины, аргиллиты), которые лишь к границам распространения комплекса несколько опесчаниваются. Суммарная мощность осадков достигает 200 м и более.

Нижнемеловой–сеноманский комплекс (K_{1a}–K_{2sm})

Нижнемеловые отложения объединяются во фроловскую свиту (валанжин, готерив, баррем, апт), представленную морскими глинистыми осадками, распространенными в западной части бассейна, которые к югу замещаются красноцветной глинистой толщей киялинской свиты (фашии опресненных лагун и озер) мощностью от 60 до 680 м; в тарскую свиту (верхний валанжин), сложенную среднезернистыми плотными известковистыми или рыхлыми слабосцементированными песчаниками, суммарная мощность которой увеличивается с юга на север и с запада на восток с 40–50 м до 250–270 м; в илекскую свиту (валанжин, готерив, баррем), распространенную в юго-восточной части бассейна и сложенную континентальными песчано-глинистыми образованиями мощностью до 600 м; в вартовскую свиту (готерив, баррем), распространенную в Покурско-Елогуйском районе и представленную песчаниками, алевролитами и глинами суммарной мощностью 300–600 м.

Аптские морские (песчано-глинистые) отложения объединяются в викуловскую свиту, мощность которой достигает 150–190 м. Аналогом этой свиты на восточном склоне Полярного Урала является северососьвинская свита – континентальные отложения, представленные песками и алевролитами мощностью до 100 м.

Морские глинистые отложения альбского возраста слагают хантымансийскую свиту мощностью до 220 м. Морские отложения сеноманского возраста выделяются в уватскую свиту и представлены алевролитами и песчаниками с прослойками известняков.

За пределами морского бассейна в континентальных условиях накапливалась мощная толща песчано-алевритовых и глинистых пород мощностью до 1000 м и более, объединенная в покурскую свиту и ее аналоги.

Верхнемеловой–палеогеновый комплекс ($K_2 - P$)

В течение этого времени на значительной площади бассейна накапливались глубоководные существенно глинистые образования, представленные кузнецовской (турон), ганькинской (маастрихт–дат), ипатовской (верхний турон – нижний сантон), славгородской (верхний сантон – кампан), талицкой (палеоцен), люлинворской (эоцен) и чеганской (нижний олигоцен) свитами. Мощность отдельных свит колеблется от нескольких до сотен метров. Суммарная мощность отложений комплекса достигает 800 м и более. Отложения представлены жирными, плотными, пластичными, иногда опоковидными глинами и опоками, которые к периферии бассейна обогащаются алевритовым материалом, опесчаниваются и по окраинам бассейна замещаются грубообломочным материалом.

Палеоген-четвертичный комплекс ($P - Q$)

Отложения комплекса – континентальные, реже морские (на севере бассейна) образования, представленные аллювиальными, аллювиально-озерными, флювиогляциальными, гляциальными и делювиально-пролювиальными фациями.

В этом комплексе выделяют атлымский, новомихайловский и знаменский горизонты (верхний олигоцен) суммарной мощностью до 150 м – песчаные, песчано-глинистые отложения; таволжинскую (нижний миоцен), павлодарскую (средний миоцен – средний плиоцен) и кустанайскую (верхний плиоцен) свиты, распространенные на юге территории – алевритовые глины и пески. Суммарная мощность свит колеблется от 20 до 80 м.

Четвертичные отложения представлены глинами, суглинками, супесями, песками и моренными образованиями и их неравномерным чередованием. Суммарная мощность от нескольких до 200 м.

Тектоника

В структурном плане в Западно-Сибирском бассейне выделяется два пояса: Внешний, где преобладают (до 80%) положительные и «нейтральные» структурные формы, и Внутренний, где преобладают (до 67%) отрицательные формы различного порядка. Скорости роста отдельных структур не превышали $2 \cdot 10^{-5}$ м/год и лишь скорость погружения Усть-Енисейской впадины достигала $6 \cdot 10^{-5}$ м/год. По данным С.Б.Ершовой, на территории Обь-Иртышского междуречья в олигоценовое время преобладало прогибание со скоростью от 0,4 до $2,8 \cdot 10^{-5}$ м/год, в неогеновое время (на севере слабое поднятие, на юге – прогибание) скорости составляли $(0,008-0,7) \cdot 10^{-5}$ м/год; в позднеплиоцен-раннечетвертичное время скорости несколько возросли и достигли максимального значения в верхнечетвертичное и наше время $(50-70) \cdot 10^{-5}$ м/год.

Таким образом, скорость «вековых» тектонических движений менялась от нуля до максимальных значений в четвертичное время – $70 \cdot 10^{-5}$ м/год (Обь-Иртышское междуречье). Примерно с такими же скоростями менялись скорости осадконакопления (рис.7.3).

В осадочном чехле бассейна выделяют [18, 63, 127, 182]: разломы фундамента; разломы, захватывающие кровлю фундамента и нижнюю часть осадков ниже-среднеюрского возраста; разломы, затрагивающие подошву верхнеюрских отложений (марьяновскую свиту); разломы, захватывающие нижнюю часть нижеаптских отложений (покурскую свиту), но затухающие вверх по разрезу еще до отложений плиоценового возраста. Амплитуда разрывов составляет 60–70 м; разломы захватывают подошву олигоцена, имеют палеоценовый возраст и амплитуду 300 м на поверхности фундамента и 40–50 м на подошве палеоцена (рис.7.4).

Разрывные нарушения выявлены в Среднем Приобье, Обь-Иртышском междуречье, восточном борту Усть-Енисейской впадины (со смещением блоков до 1000 м – Малохетский вал), Северо-Сосьвинском районе (амплитуда 100–800 м), возраст нарушений – кайнозойский. В районе малого Атлыма выделяются дислокации, затрагивающие чеганскую, абросимовскую и атлымскую свиты, амплитуда дислокаций достигает 100 м.

Большинство разломов имеет значительное (несколько десятков километров) простираение и широкую зону разрывов (до 250–300 м) и сопровождается мощной зоной трещиноватости пород. Большая зона дробления чаще всего связана с молодыми разрывными нарушениями. Тек-

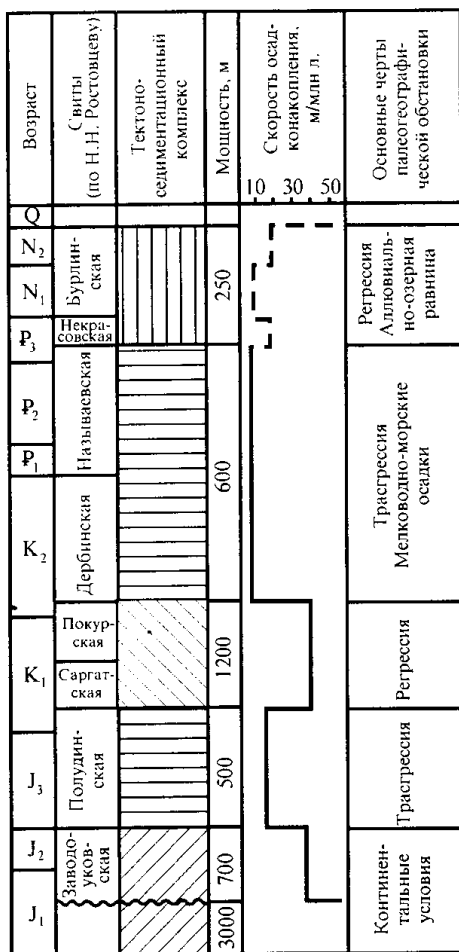


Рис. 7.3. Изменение скоростей осадконакопления в мезозое в пределах Западно-Сибирского НГБ (по А.В.Гольбергу)

тоническая активность нарастает вниз по разрезу. Во внутренних районах фиксируются сбросы с амплитудой 100–150 м и протяженностью 10–15 км. По степени проникновения в осадочный чехол они делятся на затухающие в нижне-среднеюрских отложениях, затухающие в покурской свите, затухающие в палеогеновых отложениях и сквозные. *Выявле-*

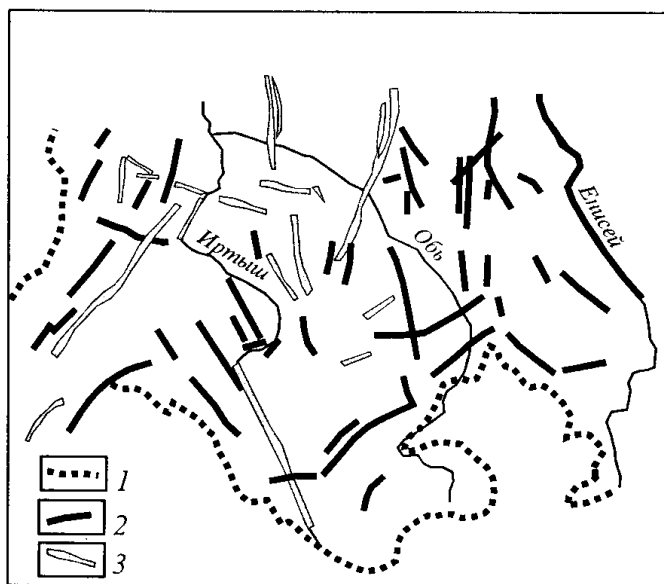


Рис. 7.4. Карта разрывных нарушений различного возраста и глубины заложения Западно-Сибирской плиты (с упрощениями) (составители Е.В.Герман и А.Н.Ласточкин)
 1 – границы бассейна; 2 – разломы фундамента, проникающие в осадочный чехол и затухающие в различных его горизонтах; 3 – разрывные нарушения, секущие всю толщу осадочного чехла

на широко развитая трещиноватость, палеомиграция по которой подтверждается наличием в ней кальцита и битума – отложения ипатовской и покурской свит (Деминское, Межовское, Мыльджинское и другие месторождения).

Наиболее широко развиты трещины скольжения, затем растяжения, выполненные минеральными образованиями, и открытые трещины. Наибольшая интенсивность трещиноватости наблюдается в отложениях тюменской, васюганской, вартовской и покурской свит. Продуктивность структур увеличивается с приближением к подвижным зонам, в частности к грабен-рифтам [18].

В целом Западно-Сибирский НГБ характеризуется значительной тектонической активностью на протяжении всего времени своего развития и, по мнению [127], «являет собой классический пример молодой геосинклинальной области». На этот вывод наталкивают следующие особенности геологического строения низменности: широкое развитие глу-

бинных разломов, длительный и устойчивый период прогибания, большая мощность осадков, преобладание морского режима развития, высокие (до 100°C и более) температуры, эффузивная деятельность по разломам, наличие углекислоты в газах нефтяных месторождений.

К основным особенностям геологического строения Западно-Сибирского НГБ следует отнести:

– Западно-Сибирский НГБ испытывал длительное и устойчивое прогибание, что сопровождалось увеличением площади аккумуляции. Это способствовало в той или иной степени изоляции юрских и меловых отложений от поверхностных факторов. Выходы на поверхность меловых и юрских отложений незначительны по сравнению с площадью их распространения. Исключение составляет юго-восточная часть территории.

– При удалении от периферии бассейна мощность всех отложений возрастает (см. рис. 7.1). Сокращение мощности характерно для сводов положительных структур.

– В направлении периферия→центр увеличивается доля глинистого материала (см. рис. 6.3, 6.4). На региональные особенности фациального состава накладываются местные факторы, и прежде всего структурный план территории. Так, на сводах положительных структур увеличивается доля песчаного материала.

– Наблюдаются следы вертикальной палеомиграции гидротерм и эффузивной деятельности по разломам.

7.2. Гидрогеологические условия бассейна

Наличие в разрезе мощной, выдержанной на значительной площади толщи глинистых пород турон-раннеолигоценового возраста определяет различные условия формирования подземных флюидов, залегающих выше и ниже этой толщи. Отложения верхней части разреза не имеют в своем составе регионально выдержанных слабопроницаемых пород и поэтому на большей части территории бассейна образуют единую, тесно связанную с поверхностью, гидравлическую систему, характеризую-

шуюся собственными гидродинамическим и гидрохимическим режимами. В настоящей работе эти водоносные комплексы не рассматриваются.

Комплексы, залегающие под толщей турон-нижеолигоценовых глин, на большей части территории погружены на значительные глубины (за исключением узких краевых зон), имеют ослабленную связь с поверхностью и относятся к нижнему гидрогеологическому этажу. Основным объектом исследования являлись апт-сеноманский, неокомский и ниже-среднеюрский водоносные комплексы.

Апт-сеноманский водоносный комплекс (K_1a-K_2sm)

Комплекс распространен практически на всей территории бассейна и отсутствует лишь в его краевых частях. Отложения комплекса представлены толщей песчано-алевритовых и песчано-глинистых пород, общая мощность которых направленно возрастает от краевых частей к центральным погруженным районам до 800–1000 м.

На площади распространения континентальных и прибрежно-морских фаций комплекс представлен мелкозернистыми песками, песчаниками и алевритами, переслаивающимися с песчаными и алевритовыми глинами. Суммарная эффективная мощность отложений достигает 200–300 м вблизи горного обрамления и 550 м во внутренних частях бассейна. Глубина залегания кровли – от нуля в краевых частях до 900–1200 м в центральных частях, а подошвы – соответственно, от десятков до 1600–2000 м (Средне-Приобский район).

Водовмещающие породы повсеместно содержат напорные воды (рис. 7.5), пьезометрические уровни которых на отдельных участках устанавливаются выше поверхности земли. Характер пьезометрической поверхности показывает, что движение подземных флюидов направлено от периферии, где расположены региональные области питания, к центральным районам бассейна. Удельные дебиты закономерно меняются - по площади от 1 л/сек и более по периферии бассейна до $1 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-5}$ л/сек в районе широтного течения Оби. Химический состав и минерализация также закономерно меняются в направлении периферия→центральные районы с гидрокарбонатного смешанного катионного состава на хлоридный натриевый, а минерализация с менее 1 г/дм³ до 10–20 г/дм³. В центральных районах повсеместно появляются аномальные значения минерализации.

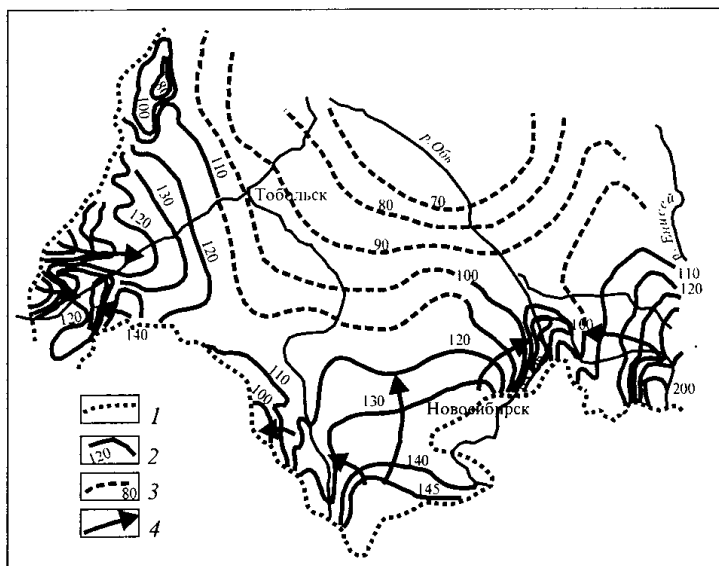


Рис. 7.5. Схема пьезометрической поверхности апт-сеноманского водоносного комплекса краевой (южной) части НГБ (В.А.Всеволожский)

1 – границы распространения водоносного комплекса; 2 – изолинии напора (абс. отм.), м; 3 – то же, установленное по ограниченному числу данных; 4 – направление потока подземных вод

Неокомский нефтегазоносный комплекс (K_1v-b)

Комплекс объединяет отложения готерив-барремского и валанжинского ярусов, представленные морскими, прибрежно-морскими и континентальными литологически неоднородными, не выдержанными по простиранию терригенными образованиями. В пределах Чулымо-Енисейского района и в крайней западной части территории развиты преимущественно песчаные отложения; в центральных и южных районах – преимущественно глинистые осадки. В западном направлении сокращается мощность и доля песчаных прослоев до полного их перехода в глины фроловской свиты. В западной половине низменности отложения неокома совместно с верхнеюрскими глинистыми осадками можно рассматривать как относительно водоупорные породы, разделяющие ниже-среднеюрский и апт-сеноманский водоносные комплексы. Общая мощность отложений увеличивается к центральным районам бассейна,

где она достигает 900 м и более. Мощность отдельных песчаных прослоев достигает 60–75 м. Общая глинистость разреза в пределах киялинской свиты составляет 70–80%, в пределах вартовской свиты – 30–60% в нижней части и до 80–90% в верхней части. Отложения комплекса залегают неглубоко только в Чулымо-Енисейском районе, погружаясь к центральному району до 2500 м и более.

Неокомский комплекс в краевых частях имеет повышенную водообильность (удельные дебиты достигают 0,3–0,4 л/сек), которая постепенно понижается к внутренним частям артезианской структуры, где удельные дебиты скважин не превышают 0,07 л/сек и обычно составляют тысячные доли. На большей части территории отложения неокома содержат высоконапорные флюиды. На отдельных участках проявляются АВПД (Тюменский и другие районы).

Характер пьезометрической поверхности [26, 28] в периферийных частях показывает, что движение подземных флюидов направлено от краевых зон (региональные области питания, расположенные по границам со складчатым обрамлением) к центральным районам бассейна. В этом же направлении происходит изменение химического состава подземных флюидов и увеличение их минерализации. Развитие в прибортовых частях гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,5–2 г/дм³ постепенно замещаются на хлоридные натриевые воды с минерализацией до 25 г/дм³ с одновременным увеличением упругости растворенного газа.

Нижне-среднеюрский нефтегазоносный комплекс (J₁₋₂)

Комплекс представлен континентальными отложениями, которые совместно с приповерхностной трещиноватой частью фундамента образуют единый нефтегазоносный комплекс. Отложения комплекса выходят на поверхность только в крайней восточной части территории и на отдельных участках восточного склона Урала, погружаясь к центральным частям на глубины 3–3,5 км. Мощность комплекса меняется в широких пределах от десятков до 1000 м и более.

Отложения комплекса представлены неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, количественное соотношение которых резко меняется на небольших расстояниях. Мощность отдельных слоев песчаников колеблется от нескольких метров до 50–80 м. Суммарная мощность песчаных слоев составляет 30–80% от общей мощности, причем удельный вес песчаников к центру бассейна сокращается.

Линзовидный характер строения и большое количество глинистого материала обуславливает малую водообильность: удельные дебиты – от 10^{-4} до 0,1–0,3 л/сек. Воды комплекса преимущественно напорные. Величины напоров достигают сотен метров. Характер пьезометрической поверхности (рис.7.6) показывает, что движение подземных вод направлено от периферии, где расположены региональные области питания, к центральным и северным районам бассейна.

Одновременно с погружением комплекса и удалением от окраинных частей бассейна меняется химический состав подземных флюидов от гидрокарбонатных к хлоридным натриевым и минерализация – от 0,7–3 до 50 г/дм³. Гидрокарбонатные пресные или слабосоленоватые воды развиты узкой полосой вдоль восточной окраины бассейна, где отложения комплекса выходят на поверхность. На всей остальной территории рас-

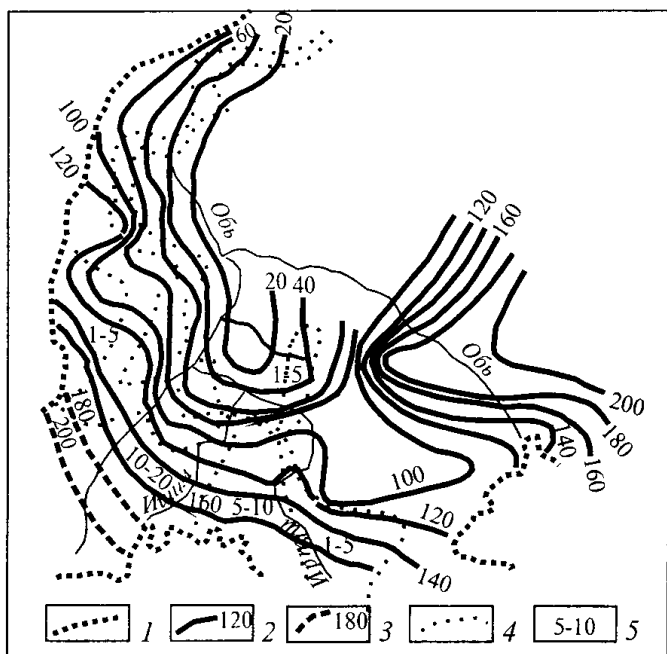


Рис. 7.6. Пьезометрическая карта водоносного комплекса ниже-среднеюрских и палеозойских отложений (по С.С.Бондаренко и др.)

1 – границы бассейна; 2 – изолинии приведенного напора, м (абс. отм.); 3 – то же, предполагаемые; 4 – границы областей с различной проводимостью; 5 – проводимость, м²/сут

Таблица 7.1

Содержание тяжелых металлов в подземных водах нижних частей НГБ

| Металлы | Содержание, мг/л | | | | | | |
|-------------------------------|------------------|------|---------|--------|----------|---------|-------|
| | цинк | медь | свинец | никель | кобальт | серебро | ртуть |
| В подземных водах | 502 | 11,7 | 6,4 | 44,9 | 8,4 | 6,2 | 2,2 |
| В мировом океане, по Д.Грийну | 5,14 | 1,4 | 0,1–0,5 | 0,1 | 0,15–0,3 | 0,03 | 0,03 |

пространены хлоридные натриевые воды с преобладающей минерализацией 20–30 г/дм³ и лишь в Колпашево-Нарымском районе – рассолы с минерализацией 50–80 г/дм³.

Важным обстоятельством является наличие тяжелых металлов в подземных флюидах нижних частей разреза бассейна, содержание которых значительно превышает их содержание в мировом океане (табл.7.1). Учитывая локальное распространение тяжелых металлов по площади бассейна можно предполагать, что источником их поступления является фундамент.

Таким образом, для нижнего гидрогеологического этажа характерны следующие особенности:

– По мере погружения отложений и удаления от периферии бассейна к его центру характерно: а) уменьшение удельных дебитов и напоров подземных флюидов; б) увеличение на порядок и более минерализации подземных флюидов; в) постепенная смена состава вод с гидрокарбонатного на хлоридный; г) увеличение газонасыщенности и упругости растворенных газов.

– Особенности пьезометрической поверхности подземных флюидов, закономерности изменения водообильности, химического состава и минерализации указывают на то, что региональные области питания располагаются по периферии бассейна. Питание подземных флюидов осуществляется либо за счет подтока вод со стороны складчатого обрамления, либо в областях выхода отложений на дневную поверхность [31, 115, 124 и др.]. Кроме того, питание может осуществляться на водораздельных пространствах путем инфильтрации атмосферных вод, а поток со стороны складчатого обрамления перехватываться реками и разломами [95, 115 и др.] или и то и другое в зависимости от геологического строения краевых зон бассейна [28].

– По периферии бассейна распространены преимущественно песчаные породы, разделенные маломощными сильно опесчаненными прослоями глин, которые в ряде мест отсутствуют. В пределах этой полосы все отложения от юрских до четвертичных можно рассматривать как единый водоносный комплекс. Ярким примером в этом отношении является Чулымо-Енисейский район.

– Наряду с постепенными изменениями гидродинамических и гидрохимических параметров во внутренних районах бассейна проявляются различного рода аномалии в химическом составе флюидов. Имеются и другие аномалии, о чем будет сказано ниже.

7.3. Некоторые особенности фильтрационных свойств пород

Пытаясь использовать имеющиеся данные по фильтрационным свойствам пород, исследователи сталкиваются с тем, что этих данных явно недостаточно для проведения региональных исследований гидрогеодинамики глубоких флюидов. Как говорилось выше, выходом из этого положения является установление связей фильтрационных свойств пород с их генезисом и историей развития за весь период их существования.

По периферии бассейна наиболее существенную роль в формировании фильтрационных свойств играют литолого-фациальный состав и геостатическое уплотнение (направленно меняющиеся к центральным районам). Здесь изменения емкостных и фильтрационных свойств носят плавный характер в соответствии с экспоненциальной зависимостью (см. гл. 6). Во внутренних районах [200] преобладают катагенетические преобразования, и изменение емкостных и фильтрационных свойств носит мозаичный характер (от практически непроницаемых до хорошо проницаемых). Здесь преобладают трещинная емкость и проницаемость независимо от литологического состава пород.

Для хорошо изученных фильтрационных свойств отложений покурской свиты методом наименьших квадратов были получены эмпирические уравнения, описывающие изменение водопроницаемости по отдельным профилям артезианского бассейна. Информация для расчета эмпирических функций $K(x) = K_0 \exp(-\alpha x)$ по другим районам приведена в таблице 7.2.

Таблица 7.2

Расчет постоянных коэффициентов (K_0 и α) в различных районах бассейна

| Профили | Постоянные коэффициенты | | | |
|------------------------------------------|-------------------------|------------|-------|----------------------|
| | X , км | $K(x)$, д | K_0 | α |
| Туринск– Уват | 50 | 0,7 | 1,22 | $1,1 \cdot 10^{-2}$ |
| | 365 | 0,02 | | |
| Еременская–Трехозерная– Комсомольская | 80 | 0,16 | 1,5 | $3,1 \cdot 10^{-2}$ |
| | 180 | 0,01 | | |
| Комсомольская– Малый Атлым | 125 | 0,4 | 4,8 | $1,98 \cdot 10^{-2}$ |
| | 306 | 0,01 | | |
| Березово– Касым | 120 | 0,6 | 2,2 | $1,1 \cdot 10^{-2}$ |
| | 220 | 0,2 | | |
| Пудино–Катальгинская– Черемшанская | 270 | 3,0 | 7,8 | $3,5 \cdot 10^{-3}$ |
| | 480 | 1,5 | | |
| Колпашево–Парабель– Нарым | 350 | 1,0 | 3,25 | $2,75 \cdot 10^{-3}$ |
| | 450 | 0,75 | | |
| Калпашево– Амбарская | 350 | 1,0 | 3,46 | $3,5 \cdot 10^{-3}$ |
| | 612 | 0,4 | | |
| Парабель–Нарым– Амбарская | 450 | 0,75 | 3,4 | $3,9 \cdot 10^{-3}$ |
| | 612 | 0,4 | | |

Из сопоставления коэффициентов видны существенные различия в изменении фильтрационных свойств этих отложений в различных районах бассейна, что находится в полном соответствии с геологическими условиями и историей геологического развития.

В частности, для Обь-Иртышского междуречья получено эмпирическое выражение в виде $T = 2500 \exp(-5 \cdot 10^{-3} X)$. Здесь: T – водопроницаемость по периферии южной части бассейна, X – расстояние от краевой части бассейна.

Это выражение хорошо совпадает с натурными определениями. Так, расчетное значение водопроницаемости в 1000 км к северу от г. Павлодара составляет $20 \text{ м}^2/\text{сут}$, а по данным опытно-фильтрационных работ – $20\text{--}40 \text{ м}^2/\text{сут}$.

Аналогичные закономерности (но с другими эмпирическими коэффициентами) изменения водопроницаемости получены для Приуральской и восточной частей бассейна (табл. 7.3) [53]. Эти закономерности позволили построить региональную схему водопроницаемости отложений апт-сеноманского водоносного комплекса, которая в дальнейшем использовалась для расчета единичных латеральных расходов флюидов по лентам тока.

Худшими фильтрационными свойствами обладают ниже-среднеюрские отложения, залегающие повсеместно на больших глубинах (до 3–

Таблица 7.3

Средние значения проницаемости (K_0) глинистых отложений Западной Сибири

| Район | Литологический состав | Возраст | Глубина залегания, м | Способ определения | K_0 , м/сут |
|----------------------------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| Среднее Зауралье, Междуречье | глины | эоцен-олигоцен | 100-200 | расчетный | 4,3·10 ⁻⁵ |
| | доломиты | | | | 2,6·10 ⁻⁵ |
| Среднее Зауралье, долина р.Исеть | — | эоцен | 25-40 | лабораторный на образцах | 1,3·10 ⁻⁴ |
| | глинистые доломиты | | | | 3,5·10 ⁻⁴ |
| | — | | | | 1,7·10 ⁻³ |
| | — | палеоцен | 13-17 | расчетный | 0,8·10 ⁻³ |
| | — | | 21-25 | | 1,1·10 ⁻³ |
| | глина | | 29-32 | | 3,2·10 ⁻³ |
| — | 25-30 | 100 | лабораторный на образцах | 1,1·10 ⁻³ | |
| — | 110 | 2,0·10 ⁻⁴ | — | 6,9·10 ⁻³ | |
| Омское Прииртышье | глина | поздний мел – палеоцен | 600-650 | расчетный | 0,6·10 ⁻⁵ |
| Павлодарское Прииртышье | глина | поздний мел – палеоцен | до 500 | расчетный | 1,7·10 ⁻⁵ |
| Ишим-Иртышское Междуречье | глина | поздний мел | 250-300 | моделирование | 4,3·10 ⁻⁵ |
| | глина | | 250-300 | | 6,4·10 ⁻⁵ |
| Южное Зауралье | глина | поздний мел – палеоцен | 100-200 | моделирование | 4,5·10 ⁻⁵ |
| | глина | | 150-180 | | 1,3·10 ⁻⁵ |
| | глина | | — | | 2,2·10 ⁻⁵ |
| Обь-Иртышское Междуречье | аргиллиты | ранний мел | 2400-2800 | лабораторный на образцах | 0,6·10 ⁻⁵ |
| Нижевартовский свод | аргиллиты | ранний мел | 2050-2250 | лабораторный на образцах | 1,2·10 ⁻⁷ |
| | аргиллиты | | 2100-2300 | | 8·10 ⁻⁵ |
| | | | | | -1,8·10 ⁻⁶ |
| | | | | | 10 ⁻⁴ - 10 ⁻⁵ |
| | | | | | 10 ⁻⁴ - 10 ⁻⁶ |
| | | | | | 10 ⁻⁵ |

3,5 км). Максимальные значения (10–20 м²/сут) водопроницаемости этих отложений фиксируются по периферии бассейна (Приуралье, южная часть бассейна), к центральным районам она быстро снижается до 1 м²/сут и на большей части территории не превышает этого значения. Наличие зон повышенной водопроницаемости (до 20–50 м²/сут), выделяющихся в южных районах бассейна, связано, по мнению С.С.Бондаренко (1961 г.), с разрывными нарушениями, совпадающими в пространстве с этими зонами. Значительно более высокие (на 1–2 порядка) значения водопроницаемости характерны для апт-сеноманского водоносного комплекса. В Приуральской части территории эти значения достигают 200 м²/сут, а в крайней южной и юго-восточной части территории они максимальны – 2000 м²/сут и более, но уже на небольшом расстоянии от периферии они снижаются до 200–250 м²/сут и во внутренних районах не превышают 50 м²/сут.

Во внутренних районах емкостные и фильтрационные свойства определяются следующими факторами и процессами.

Литолого-минералогический состав. Мезозойские отложения бассейна характеризуются важной особенностью. Это преимущественно однородные в литологическом отношении породы – песчано-глинистые при полном отсутствии карбонатов. Поэтому фильтрационные свойства в значительной мере определяются количеством глинистого материала в том или ином водоносном комплексе. В терригенных отложениях бассейна в значительно большей степени развит глинистый цемент (см. гл. 6). Присутствие глинистых частиц значительно сокращает проницаемость. В песчаных отложениях бассейна процентное содержание консидиментационных глинистых частиц постепенно возрастает от периферии к центру и во внутренних районах достигает 30–50% и более. Следовательно, фильтрационные свойства в этом направлении должны уменьшаться.

На сводах положительных структур 2-го и более высоких порядков происходит опесчанивание разреза, вследствие чего проницаемость отложений на сводах в несколько раз больше, чем на крыльях [184, 185].

Роль упругих деформаций можно показать на примере Самотлорского месторождения [87], где изучались нижнемеловые отложения. Результаты исследований показали, что увеличение давления от нормального до пластового приводит к уменьшению пористости на 12%, а проницаемости – на 300% (рис. 7.7). Эти результаты подтверждают теоретические исследования [50] и убедительно показывают, какую ошибку можно совершить при изучении проницаемости на образцах. Роль упругих де-

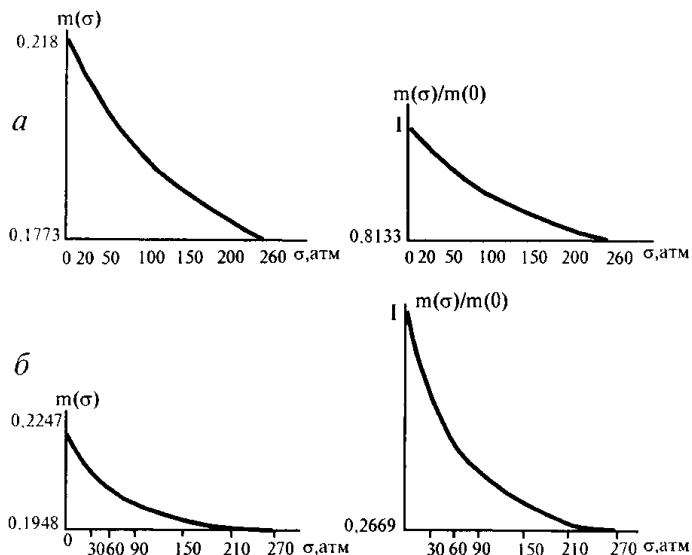


Рис. 7.7. Зависимость проницаемости от эффективного давления
(по М.В.Касьянову и Ю.А.Афиногенову)

Самотлорское месторождение: а – скв. 2011, глубина взятия образца – 2092,4–2096,9 м, начальная пористость – 0,218; б – скв. 1544, глубина взятия образца – 1647,6–1653,6 м, начальная пористость – 0,2247

формаций проявляется при эксплуатации нефтяных месторождений, в частности, в смыкании трещин при снижении пластового давления (Салымское месторождение и другие).

Вторичное минералообразование широко развито в центральных районах бассейна. Процессы кальцитизации, резко уменьшающие водопроницаемость, имеют локальное распространение.

В работе [163] описываются различные аномалии, в том числе и минералогические, которые автор связывает с гидротермальной деятельностью, «имеющей локальный мозаичный характер». К вторичным преобразованиям осадков (минералогические аномалии) автор относит резкое уменьшение содержания полевых шпатов, слюд, сфена и эпидота, активные процессы каолинизации разреза (Сургутский и Вартовский своды и другие районы), наличие эпигенетических карбонатов, происхождение которых связывается с участием глубинных углекислого газа и кальция. Эпигенетические карбонаты «загрязнены изоморфными примесями и обладают более низкой температурой разложения по сравне-

нию ...с седиментационными». Эволюция эпигенетических процессов – каолинизация, карбонатизация, регенерация кварца [163]. Связь между вертикальной миграцией глубинных растворов и катагенетическим изменением первичных осадков автор подтверждает следующими фактами. 1. Смежные площади по характеру и масштабам эпигенетических преобразований – дифференцированы. На одних площадях процессы каолинизации развиты широко, на других отсутствуют. В ряде случаев в пределах одной площади аномальные и фоновые разрезы (по степени преобразования пород) расположены в непосредственной близости друг от друга. 2. Вертикальная составляющая эпигенетических преобразований четко выражена. 3. Многие эпигенетические преобразования афациальны. В аномальных литологических разрезах диапазоны интенсивно переработанных пород включают в себя отложения различного фациального и литологического состава. «Эпигенетическая зональность сечет фациальную». 4. Часто корни эпигенетических преобразований уходят в фундамент. «Породы последнего... в зонах минералого-петрографических аномалий несут следы тех же вторичных изменений, что и породы чехла».

Вторичная трещиноватость отложений нижних частей разреза отмечается многими исследователями. Особенно ярко это явление выражено в аргиллитах баженовской свиты, хорошо изученной на примере Салымского нефтяного месторождения. По результатам изучения аргиллитов на образцах выделяют следующие типы трещиноватости [68]. 1. Трещино-поровую, связанную с существенно глинистыми породами. Густота трещин определялась толщиной микропрослоев, мощность которых менялась от долей до 1–1,5 мм. 2. Трещинную, связанную с массивными существенно карбонатными породами, характеризующимися наличием карбонатных микростяжений. Густота трещин пропорциональна количеству микростяжений. Размеры блоков между трещинами от 0,5–1,5 до 1–2,5 см. 3. Трещинно-кавернозную (нижняя часть разреза), связанную с породами, характеризующимися высокой литологической микронеоднородностью, для которых характерны перемятость и брекчиевидность. Многочисленные взаимопересекающиеся трещины часто заполнены кальцитом. Стенки каверн и раскрытых трещин выполнены кристалликами (щетками) кварца и доломита.

Трещинообразованию способствует структурное строение глин, которое представляет собой сочленение крупных микроблоков гидрослюды и каолинита, на границах которых возникают ослабленные зоны. Блоки

образовались в результате катагенетического окремнения баженовских глин [91, 94].

Способность к образованию трещин связана с катагенетическими изменениями глинистых пород и глинистого цемента, а также наличием примесей в виде известковистого и алевритового материала (см. гл. 6). Катагенетические преобразования проявляются в переходе монтмориллонита в смешаннослойные образования, а затем в гидрослюда и каолинит.

На основании изучения водорастворимого органического вещества в глинах баженовской свиты Салымского месторождения [189] делаются выводы о том, что глинистые породы испытывали вторичное разуплотнение и стали «принимать эпигенетические миграционные флюиды». Причем вертикальная миграция шла прерывисто снизу вверх и затухала в вартовской свите. Выделяется два этапа миграции: юрский и неомский.

В Шаимском районе отложения продуктивного горизонта (вогулкинская толща) перекрываются глинистыми отложениями воянского яруса, минеральный состав которых в порядке убывания – каолинит, смешаннослойные образования; хлорит и монтмориллонит присутствуют в виде примесей. Трещины имеют прямолинейную и извилистую форму, ширина их до 1–2 мм, а видимая длина 5–15 см.

В Каймысовском, Межовском и других районах глинистые отложения георгиевской, баженовской свит и нижнекуломзинской подсвиты имеют суммарную мощность до 150 м (на отдельных участках до 270 м). Глинистые породы в основном однородны: песчано-алевритовые прослои составляют от 5 до 25%, в среднем 10%. Основная масса аргиллитов представлена каолинитом, гидрослюдами и хлоритом. Аргиллиты на отдельных участках трещиноваты. Удельная поверхность открытых трещин от 0,3 до 6,5 м²/м³. Предполагается, что залежи нефти в валанжинских отложениях (Межовская площадь) образовались за счет вертикальной восходящей миграции, так как глины здесь имеют повышенную трещиноватость (2,8 м²/м³) и большую опесчаненность.

Аналогичные изменения в минералогическом составе глин и интенсивности их трещиноватости отмечаются в Березовском, Александровском, Надым-Пурском и Пур-Тазовском районах [94, 184, 185]. Образованию аутигенного каолинита среди других причин способствует обогащенность подземных флюидов кремнеземом и ювенильной углекислотой, а для образования аутигенного кварца (содержание которого

достигает 64% от общего содержания SiO_2) необходима обогащенность подземных флюидов кремнеземом. Эти процессы повышают способность глинистых пород к формированию трещиноватости (см. гл. 6) и повышению их проницаемости.

Некоторые представления о проницаемости глинистых пород, определенной различными методами и для различных районов артезианского бассейна, можно получить из таблицы 7.3, а трещинную проницаемость – из таблицы 7.4.

Таким образом, по периферии бассейна наиболее существенную роль в формировании фильтрационных свойств играют литолого-фациальный состав и геостатическое уплотнение (направленно меняющиеся к центральным районам).

Во внутренних погруженных районах НГБ преобладают катагенетические преобразования. Изменение емкостных и фильтрационных свойств носит мозаичный характер (от практически непроницаемых до хорошопроницаемых), здесь преобладают трещинная емкость и проницаемость *независимо от литологического состава пород*.

Таблица 7.4

Фильтрационные свойства трещин

| Площадь | Интервал отбора образца, м | Литология образца | Трещинная проницаемость, мд |
|------------------|----------------------------|----------------------|-----------------------------|
| Лонтын-Яхская | 2157–2164 | аргиллит | 1,2 |
| Советская | 2212–2215 | | 40,0 |
| Соснинская | 2764–2778 | | 0,24 |
| Медведевская | 2537–2577 | | 0,08 |
| Сенькинская | 2343–2346 | | 0,08 |
| Аленкинская | 2155–2199 | аргиллит + алевролит | 0,3 |
| Ср.Васюганская | 2273–2289 | | 17,0 |
| Ср.Васюганская | 2286–2290 | | 0,04 |
| Усть-Балыкская | 2096–2095 | | 2,0 |
| Усть-Сильгинская | 2278–2285 | | 14,0 |
| Сенькинская | 2291–2301 | алевролит | 0,15 |
| Нижне-Вартовская | 2237–2247 | | 0,14 |
| Ново-Васюганская | 2854–2859 | | 0,6 |
| Соснинская | 2061–2085 | | 2,0 |
| Медведевская | 2537–2577 | | 0,11 |
| Ново-Вартовская | 2237–2245 | | 0,14 |

Вторичное минералообразование в трещинах связано с гидротермальной деятельностью в прошлые геологические эпохи (а возможно и в настоящее время). Все это формирует пластово-блоковое строение геофильтрационного поля.

7.4. Влияние периферии бассейна на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов

Характеристика областей современного инфильтрационного питания глубоких флюидов

Кратко остановимся на региональных и местных областях питания глубоких флюидов, поскольку они достаточно хорошо изучены [26, 52, 115 и др.].

Распределение пьезометрических напоров (см. рис.7.5, 7.6) и региональные закономерности изменения химического состава подземных флюидов убедительно показывают, что основные области питания (как внешние, так и внутренние) глубоких горизонтов связаны главным образом с краевыми участками бассейна. Результаты воднобалансовых и гидродинамических расчетов, выполненных для периферийных частей южной половины бассейна [26], а также гидродинамические расчеты автора показывают, что величина питания глубоких флюидов и их распределение по площади в каждом отдельном случае зависит от конкретных природных факторов. Удельные величины питания (модули стока, единичные расходы) определяются главным образом физико-географическими условиями территории и фильтрационными свойствами пород. Распределение величин питания по площади и соотношение местного питания и притока со стороны определяются структурными особенностями участков, характером разреза осадочных отложений и гидрографическим планом периферии бассейна.

Для *Приуральской части бассейна* характерно трансгрессивное залегание отложений платформенного чехла, что определяет специфические условия питания подземных флюидов. На значительном протяжении (кроме Северного Зауралья) глинистые отложения олигоцена – верхнего мела (верхняя относительно водоупорная толща) залегают непосредственно на разновозрастных образованиях Урала. В соответствии с

этим инфильтрационное питание комплексов в значительной степени затруднено. Основной объем питания подземных флюидов юрских и меловых отложений формируется за счет бокового притока с Урала.

Для юрского водоносного комплекса единичные (на единицу ширины потока) расходы подземных флюидов вдоль лент тока колеблются от 700 до 2000 м³/сут. В северо-западной части бассейна, где юрские отложения выходят на поверхность и где, следовательно, существует возможность для непосредственной инфильтрации атмосферных осадков в отложения комплекса, единичные расходы возрастают до 3500 м³/сут.

Общий объем питания глубоких вод апт-сеноманского водоносного комплекса, формирующийся на восточном склоне Среднего и Южного Урала (до широты г. Ивделя), по данным воднобалансовых расчетов, составляет 3,2 км³/год [26], а единичные расходы для тех же районов колеблются от 36,5 до 100 тыс. м³/сут. В районах Полярного Урала и южной части п-ва Ямала меловые отложения выходят на поверхность, и там существуют условия для инфильтрационного питания подземных флюидов комплекса. Однако необходимые данные для количественной оценки этого питания отсутствуют.

В пределах *Приказахстанской части бассейна* отложения нижнего гидрогеологического этажа также практически повсеместно перекрываются мощными толщами относительно слабопроницаемых отложений. Климатические условия и фильтрационные свойства домезозойских образований Казахского мелкосопочника неблагоприятны для формирования значительного бокового притока. Воднобалансовые определения дают величину глубокого инфильтрационного питания, находящуюся в пределах точности расчетов. В связи с этим можно считать, что в пределах Приказахстанской части территории практически не формируется питание глубоких подземных флюидов. Ориентировочное значение единичного расхода на участке оз. Чаглы–Тенгиз–долина р. Ишим для юрского водоносного комплекса составляет 3 м³/сут, для мелового – 150 м³/сут.

Для территории *Предалтайской равнины* характерно наиболее высокое (до 145 м абс. высоты и более) положение пьезометрической поверхности и широкое распространение пресных подземных вод в отложениях апта–сеномана (до глубины 500–600 м и более). В связи с этим юго-восточная периферия бассейна и Горный Алтай являются, по общему мнению, одной из основных областей современного питания глубоких флюидов. Однако значение отдельных участков этой территории в формировании питания глубоких флюидов весьма неоднозначно.

Территория Бийско-Барнаульского района (Обь-Чулымского междуречья) вообще не может рассматриваться как область питания Западно-Сибирского НГБ, так как весь подземный сток, поступающий со склонов Алтае-Саянского региона дренируются долиной р.Оби. На междуречьях Приобского плато инфильтрационное питание глубоких горизонтов затруднено наличием мощной толщи слабопроницаемых суглинков. Однако характер вертикального распределения напоров подземных вод свидетельствует о том, что Приобское плато можно рассматривать как область питания глубоких флюидов. Наибольший интерес представляет относительно ограниченный участок территории, охватывающий среднее течение р.Алей и Иртыш-Алей-Чарышское междуречье. Весьма благоприятные условия инфильтрационного питания определяются здесь условиями залегания и высокой проницаемостью отложений верхнего мела, выклиниванием и фациальным замещением верхних глинистых толщ, широким распространением борových песков и отсутствием поверхностного стока.

По данным воднобалансовых определений [26], величина инфильтрационного питания изменяется в пределах от менее 10 до 20–35 мм/год. При наиболее благоприятном строении разреза величина инфильтрационного питания подземных флюидов комплекса достигает 70 мм слоя в год и более (Семипалатинское Прииртышье).

Общий объем питания глубоких подземных флюидов, формирующихся на территории Алей-Иртышского междуречья, за вычетом разгрузки в долину р.Иртыш, достигает $2 \cdot 10^6$ м³/сут [26].

Обь-Енисейское междуречье. Основным отличием современного инфильтрационного питания данной территории от рассмотренных выше участков является широкое поверхностное распространение отложений мелового и юрского возраста. Фациальное замещение песчаных отложений глинистыми осадками происходит на значительном удалении от границ складчатой области. Это обстоятельство позволяет рассматривать междуречье как основную область питания глубоких подземных флюидов восточной половины артезианского бассейна. Глубоко врезанная долина р.Енисей, заложенная в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, должна не только перехватывать подземный сток, поступающий с платформы, но и дренировать на всем протяжении подземные воды восточного склона артезианского бассейна. В связи с этим на территории Обь-Енисейского междуречья должен существовать водораздел глубокого подземного стока, отделяющий При-

енисейскую часть от остальной площади Западно-Сибирского артезианского бассейна. Положение этой границы не может быть определено точно из-за отсутствия данных по напорам глубоких флюидов. Однако, вернее всего, она примерно совпадает с положением современного водораздела между системами притоков Оби и Енисея. Существование глубоких подземных водоразделов на междуречных пространствах крупных рек, являющихся, по существу, гидравлическими границами артезианских бассейнов, подтверждается многими исследователями.

Благоприятные геологические и физико-географические условия обеспечивают возможность глубокой нисходящей фильтрации практически на всю мощность осадочного чехла междуречья. На это указывает характер распределения температур в вертикальном разрезе Максимкин-Ярской скважины, располагающейся примерно на середине Обь-Енисейского водораздела. Для расчета величины глубокого питания по этой скважине использовалась методика, изложенная в работах [26, 52]. Результаты расчета показывают, что величина глубокого питания, идущая на пополнение юрских и неокомских отложений, залегающих на глубине 1650–2470 м, равна 0,42 л/сек с 1 км², что составляет 25% от общей величины инфильтрации и около 3% от среднегодовой суммы атмосферных осадков этого района.

По данным воднобалансовых расчетов, величина инфильтрационного питания глубоких подземных флюидов на основных участках Обь-Енисейского междуречья (внутренняя область питания) изменяется в пределах 20–54 мм/год.

Общий объем глубокого подземного стока, формирующийся на площади южной части Обь-Енисейского междуречья (до верховьев р.Тым) без бассейнов левобережных притоков р. Енисей, составляет примерно 200 м³/сек (6,3 км³/год).

Таким образом, основной объем современного питания глубоких флюидов восточных районов формируется главным образом в пределах самой низменности на площади бассейнов правобережных притоков Оби – реках Чулым, Кеть, Тым и других (внутренние области питания). Боковой приток из районов Алтае-Саянской складчатой области значительно меньше инфильтрационного питания в пределах внутренних областей питания.

Недостаточная изученность не позволяет произвести количественную оценку глубокого стока для северной части Обь-Енисейского междуречья. Вероятно, в пределах этой территории величины питания будут

значительно меньше в связи с распространением многолетнемерзлых пород.

К числу потенциальных внутренних областей инфильтрационного питания глубоких флюидов (кроме указанных) могут быть отнесены следующие районы: Васюганское и Тургайское плато, Восточно-Уральские и Сибирские увалы, возвышенность Люлин-Вор, водоразделы Иртыша и Ишима, Иртыша и группы соленых озер, в пределах которых напоры подземных флюидов уменьшаются с глубиной. Это создает необходимые предпосылки для нисходящей фильтрации, хотя воднобалансовые расчеты не подтверждают этих предположений.

Анализ температурного поля в вертикальном разрезе на ряде месторождений центральных районов бассейна показывает возможность для нисходящей фильтрации подземных флюидов до 600 м от поверхности. Однако отсутствие данных по изменению напоров подземных флюидов в вертикальном разрезе для тех же месторождений исключает возможность количественной оценки этого питания.

Обращает на себя внимание характер распределения температур в нижних частях разреза внутренних районов бассейна (кривая распределения температур по глубине выпукла вверх). Это указывает на то, что в отдельных точках бассейна существует возможность восходящей фильтрации из фундамента.

На эту возможность указывали некоторые исследователи [52, 124, 163] по ряду других признаков: существованию сухих залежей углекислого газа на границе фундамент–осадочный чехол, гидрохимическим, минералогическим и гидродинамическим, геохимическим (наличие тяжелых металлов) аномалиям в нижних частях разреза осадочного чехла бассейна, постепенно затухающим от более древних к более молодым отложениям. Однако, предполагаемые потоки из фундамента строго локализованы [52, 163] и незначительны по интенсивности.

Рассмотренные особенности положения областей питания показывают, что:

1. Основные области питания глубоких флюидов располагаются по периферии бассейна. Питание осуществляется как путем подтока подземных флюидов со стороны складчатого обрамления, так и путем инфильтрации атмосферных осадков на водораздельных пространствах при благоприятном геологическом строении и климатических условиях.

2. Большое влияние на величину питания глубоких флюидов оказывает трансгрессивное строение осадочного чехла периферии, при котором величина питания оказывается минимальной (Урал, Приказахстанская часть территории). Максимального значения инфильтрационное питание достигает в юго-восточной части территории (Алтае-Саянская складчатая область, Обь-Енисейский водораздел), где осадочный чехол сложен преимущественно песчаными образованиями и мезозойские отложения выходят на поверхность. Величина глубокой инфильтрации юго-восточной части территории в 5–10 раз больше, чем в Приуральской части бассейна. Приказахстанская часть территории вообще не может рассматриваться как область питания глубоких флюидов, на что указывалось ранее рядом исследователей.

Обращает на себя внимание факт резкого несоответствия величин питания по периферии бассейна и внутренним его районам. Так, если по юго-восточной части территории величина глубокой инфильтрации достигает 2 л/сек с 1 км², то модуль подземного стока внутренних районов бассейна составляет всего 0,012 л/сек с 1 км² и менее.

Характеристика областей современной разгрузки глубоких флюидов

При изучении флюидодинамики глубоких горизонтов наиболее важным, интересным, но вместе с тем наименее изученным и спорным является вопрос о положении областей и механизме разгрузки флюидов.

Среди известных выделяются следующие виды разгрузки глубоких флюидов: разгрузка при вскрытии водоносных комплексов эрозионными врезами; разгрузка на участках фациального замещения и выклинивании региональных относительных водоупоров («по литологическим окнам»); разгрузка по тектоническим нарушениям и зонам дробления горных пород; разгрузка путем восходящей фильтрации подземных флюидов через слабопроницаемые породы; разгрузка в морские и океанические впадины.

В условиях Западно-Сибирского НГБ все указанные виды разгрузки глубоких подземных флюидов в той или иной степени признаются всеми исследователями, изучавшими формирование глубоких подземных флюидов.

Прежде чем рассмотреть перечисленные виды разгрузки, сделаем несколько важных вводных замечаний, имеющих принципиальный характер.

Огромные размеры бассейна существенно влияют на гидродинамику глубоких флюидов. Меридиональные границы бассейна отстоят друг от друга на расстояние более 1000 км, а широтные – более 2000 км. Площадь бассейна превышает 3,5 млн км². Огромные размеры бассейна существенно влияют на гидродинамику глубоких флюидов. В направлении периферия→центр бассейна постоянно возрастают фильтрационные сопротивления по напластованию пород, а суммарное вертикальное сопротивление уменьшается (см. гл. 3). Ф.М.Бочевер показал, что расчеты по схеме Мятиева-Гириного дают хорошие результаты при соотношении коэффициентов фильтрации (K) коллекторов и проницаемости (K_0) покрышек:

$$K/K_0 \geq 150, \quad (7.1)$$

$$K m t / K_0 \Delta L < 0,05, \quad (7.2)$$

где t и t_0 , соответственно, мощности хорошо- и слабопроницаемых пород.

Неравенство 7.1 выполняется практически всегда, а неравенство 7.2 только при длине потока в десятки и сотни километров, что выполняется для условий Западно-Сибирского НГБ. Таким образом, с удалением от периферии бассейна появляется возможность для восходящей вертикальной разгрузки через глинистые отложения и вследствие этого даже при отсутствии дренирующего воздействия речной сети сокращение латеральных расходов.

От периферии бассейна к центральным районам происходит уменьшение градиентов напора латеральных потоков с $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-(4-5)}$ и менее. Вертикальные градиенты в том же направлении изменяются от нуля до $n \cdot 10^{-(1-3)}$ и более. Площадь вертикальной разгрузки увеличивается в том же направлении от 0 до $n \cdot 10^5$ м² и более. Пренебрегая изменением фильтрационных свойств коллекторов и взяв среднее значение проницаемости глинистых пород 10^{-5} м/сут (см. табл. 7.2), получим, что для районов, прилегающих к области питания бассейна:

$$m = n \cdot 10^1 \text{ м}; \quad K = n \cdot 10^1 \text{ м/сут}; \quad \Delta H / \Delta x = 10^{-3}, \\ \Delta L = n \cdot 10^2 \text{ м}; \quad K_0 = 10^{-5} \text{ м/сут}; \quad \Delta H / \Delta z = 0,$$

а отношение единичных (на 1 метр ширины потока) расходов будет равно:

$$\frac{Q_x}{Q_z} = \frac{mK \Delta H / \Delta X}{m_0 K_0 \Delta H / \Delta Z} \rightarrow \infty,$$

т.е. в краевых зонах бассейна будет преобладать горизонтальное движение подземных флюидов.

Для районов, удаленных от периферии бассейна:

$$\begin{aligned} m &= n \cdot 10^1 \text{ м}; & K &= n \cdot 10^1 \text{ м/сут}; & \Delta H / \Delta x &= 10^{-5}, \\ \Delta L &= n \cdot 10^5 \text{ м}; & K_0 &= 10^{-5} \text{ м/сут}; & \Delta H / \Delta z &= 10^{-2} \end{aligned}$$

и, следовательно, $Q_x/Q_z = n \cdot 10^{-1}$, т.е. это отношение показывает, что в центральных районах низменности вертикальные и латеральные расходы сопоставимы между собой.

Суммарное горизонтальное сопротивление (R_L) на несколько порядков возрастает при удалении от краевых зон и описывается выражением:

$$R_L = \frac{\Delta L}{\beta e^{-\alpha x}}, \text{ где коэффициент } \beta \text{ учитывает как линейное приращение области фильтрации, так и начальное (по крайней периферии бассейна) значение водопроводимости.}$$

Разгрузка при вскрытии нижнего гидрогеологического этажа эрозионной сетью

Этот вид разгрузки подземных вод четко фиксируется по пьезометрической поверхности и проявляется по периферии бассейна, где одновременно со вскрытием отложений водоносных комплексов речной сетью происходят фациальные замещения и выклинивание региональных относительных водоупоров.

В Приуральской и юго-западной частях бассейна отложения апт-сеномана вскрыты большинством крупных речных долин (Тобола, Уя, Аята, Исети, Пышмы и других). Характер пьезометрической поверхности свидетельствует о том, что на этих участках основное движение подземных

флюидов направлено от водоразделов к речным долинам (см. рис. 7.5). В пределах речных долин частично или полностью происходит разгрузка подземных флюидов, формирующихся по периферии бассейна. Особенно хорошо видно дренирующее влияние речной сети в Приуральской и юго-западной частях бассейна на гидродинамической схеме потока подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса (рис. 7.8). Из рисунка видно положение в пространстве замкнутых областей формирования подземных вод, расположенных по периферии бассейна.

Под замкнутыми областями подземного стока понимаются области, в пределах которых осуществляется питание, движение и полная разгрузка глубоких флюидов.

Между флюидодинамически замкнутыми областями формирования глубоких флюидов и центральными погруженными районами бассейна существует подземный гидравлический водораздел, в пределах которого формируются подземные воды, поступающие во внутренние районы бассейна.

В юго-восточной части бассейна широкая и глубоко (до 120 м и более) врезанная долина р.Оби и ее притоков является основной областью

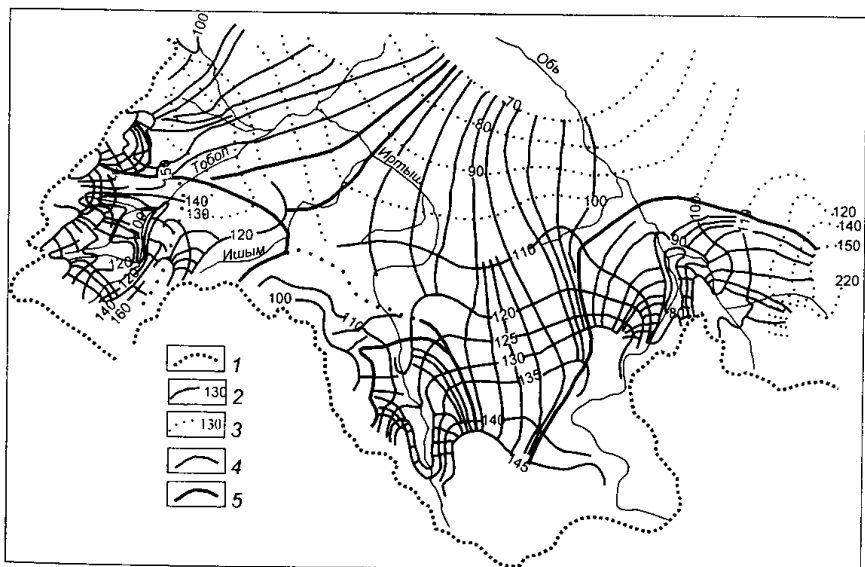


Рис. 7.8. Гидродинамическая схема потока подземных вод апт-сеноманского комплекса

1 — границы бассейна; 2 — пьезозогипсы (абс. отг.), м; 3 — то же, предполагаемые; 4 — линии тока; 5 — границы замкнутых областей стока

разгрузки подземных флюидов, формирующихся на территории верхнего и среднего Приобья. Река Обь дренирует здесь все водоносные (нефтегазоносные) комплексы, включая палеозойские.

На территории Бийско-Барнаульского района отложения мезо-кайнозойского чехла представлены относительно маломощной (до 300 м) толщей песчано-глинистых образований с резкой фациальной невыдержанностью по площади. Характер пьезометрической поверхности подземных флюидов показывает, что в этих условиях долина р.Оби дренирует все водоносные (нефтегазоносные) комплексы до палеозойских отложений включительно. Величина суммарного модуля разгрузки в расчете на балансовые участки Бийско-Барнаульского Приобья изменяется в пределах 0,6–2,2 л/сек с 1 км² [26].

В пределах Томско-Колпашевского района в связи с особенностями геологического строения (отсутствует региональный относительный водоупор турон-палеоценового возраста – происходит фациальное замещение морских отложений верхнего мела – палеогена континентальными и прибрежно-морскими грубообломочными осадками) долина р.Оби на протяжении от горного обрамления до г. Колпашево является областью локальной интенсивной разгрузки подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса и, возможно, ниже-среднеюрского [138]. Этот вид разгрузки подземных вод четко фиксируется по пьезометрической поверхности и схеме изменения в плане единичных латеральных расходов подземных флюидов и проявляется по периферии бассейна, где одновременно со вскрытием отложений водоносных комплексов речной сетью происходят фациальные замещения и выклинивание региональных относительных водоупоров.

Особенности геологического строения юго-восточной части бассейна и положение долины р.Оби позволяют сделать вывод, что все правобережное Приобье в настоящее время не может рассматриваться в качестве области питания глубоких флюидов внутренней части бассейна. Последнее подтверждается гидродинамической схемой потока апт-сеноманского водоносного комплекса (см. рис. 7.8).

Разгрузка по тектоническим нарушениям и зонам дробления горных пород

Гидрогеологическую роль разломов трудно доказать. Выявленные области сосредоточенной разгрузки, связанные с разломами, тяготеют к

периферии бассейна. Одна из них установлена в Сосьво-Кашайском районе Зауралья [115 и др.], где она связана с тектоническими нарушениями, заложенными на западной границе Кузнецовской группы поднятий. Вторая область разгрузки глубоких флюидов, связанная с тектоническими нарушениями, расположена в юго-восточной части Газовского п-ва, где в пределах Самбургской структуры обнаружен источник напорных вод, содержащих бром и йод.

Разгрузка путем вертикальной восходящей фильтрации глубоких флюидов через слабопроницаемые отложения

Как говорилось выше (см. гл. 2), для однозначного ответа на вопрос, с чем связано падение напоров подземных флюидов к центральным районам бассейнов, необходимо строить не только пьезометрические карты, но также гидродинамические схемы (ортогональная сетка напоров и линий тока) и схемы изменения латеральных расходов подземных флюидов по линиям тока. Кроме того, целесообразно применять методы моделирования.

С целью изучения механизма разгрузки и изменения латеральных расходов в направлении периферия→центр для южной части бассейна осуществлялось моделирование (плоская в разрезе задача) для Обско-Павлодарского Прииртышья (см. рис.7.1).

При моделировании водопроницаемость отложений принималась меняющейся экспоненциально (см. выше), проницаемость перекрывающих верхнемеловых–палеогеновых глин принималась постоянной и равной 10^{-5} м/сут (см. табл.7.2).

На внешних границах разреза (расстояние 460 км) задавались граничные условия первого рода. На кровле глинистых отложений задавался напор в вышележащем водоносном горизонте.

Результаты моделирования, представленные на рисунке 7.9 и в таблице 7.5, показывают, что на расстоянии 460 км от краевой зоны разгружается 95% расхода, поступающего с южной окраины бассейна, и наиболее резкое его сокращение происходит на расстоянии 150 км. В рассмотренном случае сокращение латерального расхода имеет плавный постепенный характер, что объясняется отсутствием дренирующего влияния речной сети.

Как показало сопоставление результатов моделирования и гидродинамических расчетов, моделирование по лентам тока не дает принци-

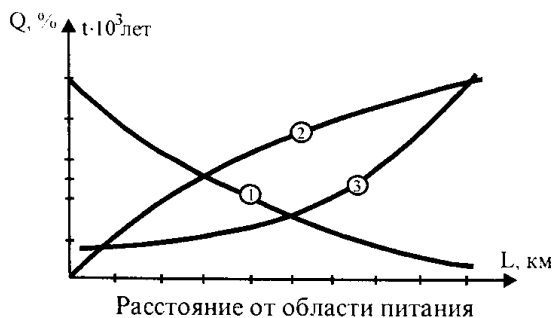


Рис. 7.9. Изменение расходов и времени водообмена в апт-сеноманских отложениях Обь-Иртышского междуречья

1 — изменение латерального расхода подземных вод, %; 2 — изменение суммарного значения вертикальной разгрузки, %; 3 — время водообмена, тыс. лет

Таблица 7.5

Баланс подземного стока вдоль линии тока. Обь-Иртышское междуречье (по результатам моделирования)

| Расстояние от области питания, км | Приток, м ³ /сут | Отток, м ³ /сут | Вертикальный отток, м ³ /сут | Модуль вертикальной разгрузки, м ³ /сут | Время водообмена, тыс. лет |
|-----------------------------------|-----------------------------|----------------------------|-----------------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------|
| 46 | 200 | 175 | 25 | 0,006 | 38 |
| 69 | 175 | 145 | 30 | 0,007 | 42 |
| 115 | 145 | 123 | 22 | 0,005 | 52 |
| 161 | 123 | 114 | 9 | 0,002 | 62 |
| 207 | 114 | 80 | 34 | 0,008 | 66 |
| 253 | 80 | 68 | 12 | 0,003 | 95 |
| 299 | 68 | 52 | 16 | 0,004 | 111 |
| 345 | 52 | 39 | 13 | 0,003 | 145 |
| 391 | 39 | 31 | 8 | 0,002 | 195 |
| 437 | 31 | 18 | 13 | 0,003 | 242 |

пально отличного результата. Поэтому в дальнейшем использовались гидродинамические расчеты по линиям тока.

На схемах, отражающих общие изменения расходов подземных флюидов вдоль линий тока ниже-среднеюрского и апт-сеноманского комплексов (рис. 7.10–7.13), хорошо видно, что сокращение расходов подземных флюидов повсеместно происходит в направлении от периферии к центру бассейна, что находится в полном соответствии с теоретическими представлениями (см. гл. 3). Однако сокращение расходов всюду имеет различный характер. Наиболее значительно оно как в юрском, так и в меловом водоносных комплексах в Приуральской части бассейна, где

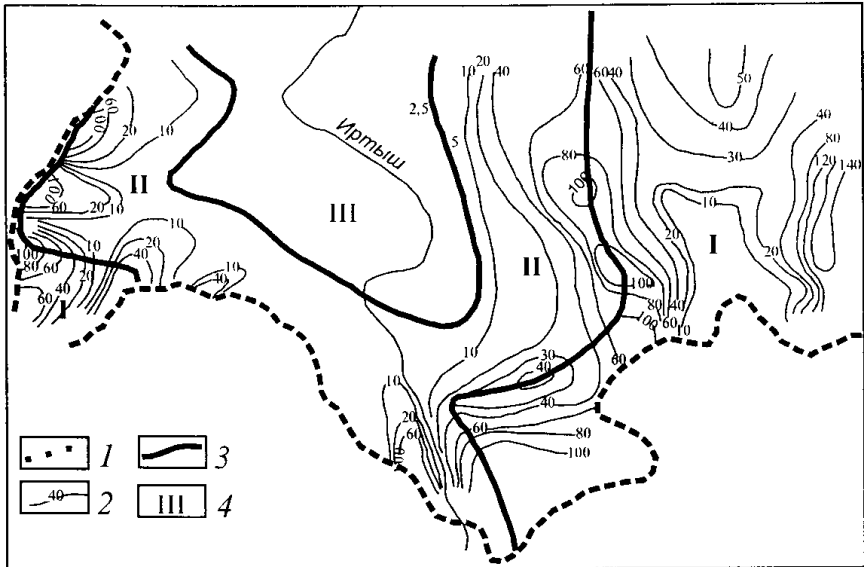


Рис. 7.10. Схема изменения в плане единичных латеральных расходов подземных вод апт-сеноманского комплекса Западной Сибири

1 – граница распространения водоносного комплекса; 2 – изолинии единичного латерального расхода подземных вод, в процентах от расхода на границе распространения комплекса; 3 – границы гидродинамических зон: I – активного водообмена, II – замедленного, III – весьма замедленного

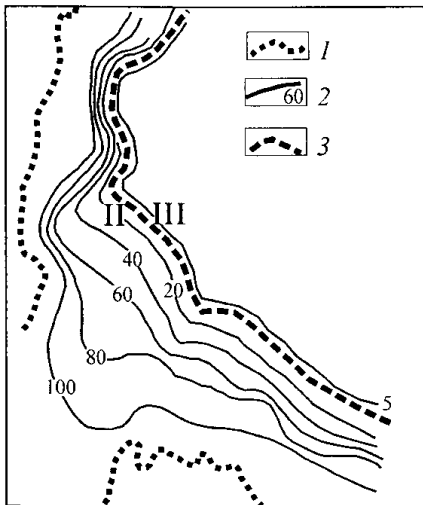


Рис. 7.11. Схема изменения в плане единичных латеральных расходов подземных вод нижне-среднеюрского комплекса Западной Сибири

1 – граница распространения водоносного комплекса; 2 – изолинии единичного латерального расхода подземных вод, в процентах от расхода по границе распространения комплекса; 3 – границы гидродинамических зон: II – замедленного водообмена, III – весьма замедленного

Рис. 7.12. Изменение единичного расхода подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса

1 – южная часть бассейна, длина профиля 300 км; 2 – юго-западная часть бассейна, длина профиля 450 км; 3 – Среднее Зауралье, длина профиля 150 км

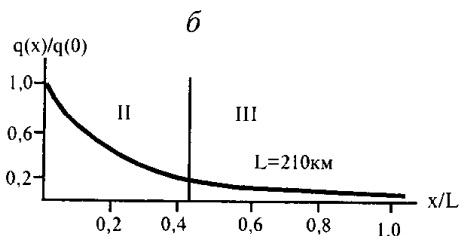
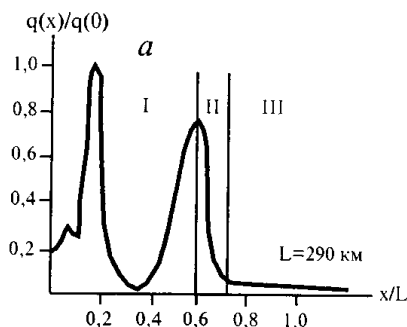
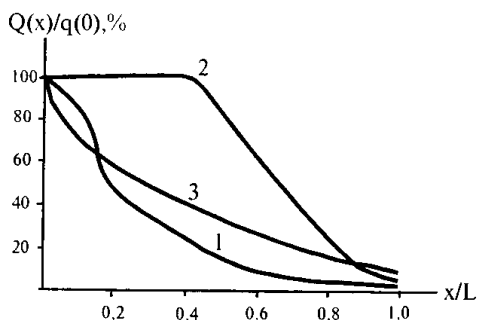


Рис. 7.13. Изменение единичных латеральных расходов подземных вод вдоль линий тока апт-сеноманского водоносного комплекса

а – юго-восточная часть бассейна, длина профиля 290 км; б – Среднее Зауралье, длина профиля 210 км; зоны: I – активного, II – замедленного, III – весьма замедленного водообмена

фиксируется более резкое погружение, наибольшая глинистость разреза, резкие фациальные замещения.

Но вместе с тем характер изменения расходов подземных вод существенно зависит и от глубины залегания водовмещающих пород. Это особенно четко проявляется при сравнении кривых изменения расходов в ниже-среднеюрском и апт-сеноманском комплексах (см. рис. 7.12, 7.13). Сопоставление этих графиков показывает, что в более глубокозалегающем и перекрытом мощными разновозрастными глинистыми отложениями (мощностью более 1000 м) ниже-среднеюрском комплексе сокращение латерального расхода до 10% происходит в довольно узкой полосе (50–100 км). В апт-сеноманском комплексе в этом же районе сокра-

шение латеральных расходов до 10% происходит на расстоянии не менее 150–200 км от границы распространения отложений, т.е. увеличение глубины залегания сопровождается более интенсивным сокращением расходов подземных флюидов.

Однако в пределах одного и того же нефтегазоносного комплекса характер изменения расхода подземных флюидов не остается постоянным. Об этом свидетельствуют графики изменения латеральных расходов, приведенных на рисунке 7.12. На восточном склоне Урала (рис.7.12, кривая 3), где юрские отложения резко погружаются и где развиты преимущественно морские глинистые фации, фиксируется наиболее резкое сокращение расходов подземных флюидов. Здесь 90% расхода, формирующегося на восточном склоне Урала, разгружается в полосе шириной 150 км. В аналогичных условия находится южная часть бассейна (рис.7.12, кривая 1), ширина зоны разгрузки составляет 160 км.

Несколько отличные условия существуют в Тургайском прогибе и районе, примыкающем к нему с севера. Здесь юрские отложения приподняты и залегают относительно неглубоко, что приводит к увеличению более чем вдвое (до 400 км) полосы, в пределах которой происходит сокращение расходов подземных флюидов ниже-среднеюрского комплекса на ту же величину (90%), что и в Приуральской и южной частях бассейна (рис.7.12, кривая 2).

Те же изменения расходов подземных флюидов, связанные с геологическими особенностями строения бассейна, устанавливаются и в аптеноманском комплексе. Наименьший градиент расхода связан с восточной частью низменности, наибольший – с западной частью территории, а южная половина бассейна занимает промежуточное положение между указанными районами (см. рис.7.13).

Рассмотренные выше закономерности общего снижения пьезометрической поверхности с одновременным ее выполаживанием к центральным, наиболее погруженным частям бассейна и уменьшение в этом же направлении фильтрационных свойств пород, а также сокращение латеральных расходов подземных флюидов свойственно и другим НГБ (см. гл. 9, 10).

Это совершенно однозначно свидетельствует о наличии вертикальной затрудненной рассредоточенной на больших площадях разгрузки подземных флюидов. Сокращение латеральных расходов подземных флюидов от начальных величин на периферии бассейна практически до нуля в его центральных районах может быть объяснено только увели-

чением суммарной величины вертикальной разгрузки через глинистые отложения (см. рис. 7.9.–7.13). Это в свою очередь свидетельствует о повсеместной по периферии гидравлической связи глубоких горизонтов с поверхностью, осуществляемой опосредованно через верхний гидрогеологический этаж.

Особенности рельефа – широкое развитие болот, образующих с поверхностными водотоками практически единую дренирующую поверхность, – обеспечивают равномерное распределение граничных условий на верхней границе осадочного чехла НГБ.

На площадной характер гидродинамической связи водоносных (нефтегазоносных) комплексов накладывается дренирующее воздействие речных долин и глубоко врезанных озер, в зоне влияния которых интенсивность взаимосвязи, интенсивность гидродинамического взаимодействия водоносных комплексов между собой и с поверхностью резко возрастает и носит концентрированный характер. Степень дренирующего воздействия крупных и мелких речных долин и озер достигает максимального значения в краевых зонах бассейна, что связано с уменьшением мощности разделяющих глинистых толщ и их макро- и микронеоднородностью, с установлением в ряде случаев (юго-восточная часть бассейна) непосредственной гидравлической связи между рекой и глубокими нефтегазоносными горизонтами (комплексами) в местах выклинивания глинистых толщ. При этом наряду с глубиной эрозионного вреза и особенностями геологического строения долины и прилегающих территорий большое влияние на характер дренирования оказывает расположение долины по отношению к направлению движения потока глубоких флюидов. В случае когда долина реки располагается поперек потока, имеет место резко выраженная концентрированная разгрузка, носящая локальный замкнутый характер (Обь-Томь-Чулымское междуречье, бассейны рек Тургайского прогиба и др.). Когда долины рек располагаются по потоку подземных флюидов, их концентрированная разгрузка не наблюдается, дренирование осуществляется постепенно и фиксируется лишь по незначительному изменению пьезометрической поверхности подземных вод под речными долинами (бассейны рек восточного склона Урала).

По мере удаления от прибортовых частей бассейна, увеличения глубины залегания нефтегазоносных комплексов и мощности глинистых отложений, характер взаимосвязи глубоких горизонтов в периферийной ча-

сти бассейна меняется, дренирующее воздействие речной сети ослабевает и не находит отражения в пьезометрической поверхности.

Преобладающим видом разгрузки в этих условиях является рассредоточенная на больших площадях восходящая фильтрация глубоких флюидов, приводящая к постепенному сокращению латеральных расходов, уменьшению скоростей их движения, градиентов и увеличению сроков водообмена (табл. 7.6, 7.7).

Таблица 7.6

Сроки возобновления подземных вод апт-сеноманского комплекса

| Площадь или № скважины | Расстояние, км | | Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ² | Мощность, м | Пористость | Сроки водообмена, тыс. лет |
|------------------------|-----------------------|----------|----------------------------------------------------|-------------|------------|----------------------------|
| | от Чулымской скважины | от Урала | | | | |
| Чулымская | | | 2,56 | 540 | 0,293 | 1,93 |
| Парабельская | 460 | | 1,2 | 658 | 0,267 | 43 |
| Лугинская | 540 | | 1,1 | 784 | 0,249 | 56 |
| Моисеевская | 700 | | 0,208 | 760 | 0,219 | 253 |
| Когитская | | 680 | 0,11 | 682 | 0,215 | 420 |
| 1 | | 450 | 0,043 | 722 | 0,212 | 1132 |
| 2 | | 197 | 0,07 | 420 | 0,252 | 480 |
| 3 | | 62 | 0,29 | 370 | 0,299 | 120 |
| 4 | | 22 | 1,25 | 90 | 0,384 | 8,65 |

Таблица 7.7

Сроки возобновления подземных вод ниже-среднеюрского комплекса

| Район | Расстояние от границы распространения комплекса | Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ² | Средняя мощность, м | Средняя пористость | Сроки водообмена, тыс. лет |
|--------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------------|---------------------|--------------------|----------------------------|
| Северо-Сосьвинский | 160 | 0,045 | 200 | 0,2 | 29 |
| | 200 | 0,037 | | | 340 |
| | 250 | 0,023 | | | 550 |
| | 280 | 0,046 | | | 29 |
| | 320 | 0,02 | | | 630 |
| Приказахстанский | 25 | 0,0148 | 300 | 0,2 | 132 |
| | 48 | 0,013 | | | 146 |
| | 80 | 0,0103 | | | 185 |
| | 100 | 0,01 | | | 190 |
| | 110 | 0,007 | | | 264 |
| | 142 | 0,006 | | | 330 |
| | 165 | 0,003 | | | 630 |
| | 170 | 0,001 | | | 1350 |
| | 310 | 0,0007 | | | 2720 |

Рассмотренные выше особенности гидрогеодинамики глубокого подземного стока нижнего гидрогеологического этажа в краевых зонах НГБ позволяют сделать следующие выводы:

1. Гидродинамические схемы потока подземных флюидов в сочетании с графиками изменения единичных относительных расходов дают полное представление о динамике подземного стока нижнего гидрогеологического этажа краевых зон бассейна.

2. Формирование глубокого подземного стока в краевых зонах бассейна тесно связано с поверхностью и поэтому его динамика меняется по интенсивности в пространстве и времени в связи с рельефом и характером речной сети.

3. Региональные закономерности сокращения расходов подземных флюидов в направлении центральных погруженных районов однозначно свидетельствуют о том, что основным видом разгрузки подземных флюидов является *перетекание*. В результате рассредоточенной на больших площадях восходящей фильтрации через глинистые отложения глубокие подземные флюиды попадают в вышележащие водоносные комплексы, из них в горизонты грунтовых вод, откуда уже поступают в гидрографическую сеть и, таким образом, выносятся в региональную область дренирования – Карское море.

4. В связи с тем, что от общей величины подземного стока, сформированного по периферии бассейна, могут поступать лишь первые проценты, акватория Карского моря не может служить региональной областью разгрузки глубоких подземных флюидов. Возможно, что Карское море является местной областью разгрузки для подземных флюидов, формирующихся на прилежащих северных окраинах бассейна (п-ова Ямала, Таймыра и полярных областей Урала).

5. Под региональной областью разгрузки глубоких подземных флюидов следует понимать всю площадь окраинных частей бассейна, располагающихся в непосредственной близости от региональных областей питания (или примыкающих к ним).

6. Наиболее благоприятные условия для гидродинамического взаимодействия водоносных комплексов и разгрузки существуют по периферии бассейна, где в ряде случаев образуются гидродинамически замкнутые области формирования глубокого подземного стока (дренирование на полную мощность нефтегазоносных комплексов). Они не оказы-

вают влияния на гидрогеодинамику подземных флюидов центральных частей бассейна.

7. Основными областями питания глубоких подземных флюидов являются: Обь-Енисейское и Алей-Иртышское междуречье, отдельные районы Урала и, вероятно, водораздельное пространство левых притоков р.Оби (реки Васюган, Парабель, Парбиг и другие) и правых притоков р.Иртыш (реки Тара, Омь, Тартас).

7.5. Оценка влияния элизионного питания на формирование пластовых давлений глубоких горизонтов

Оценка влияния элизионного питания на формирование давлений глубоких подземных флюидов проведена для южной окраины бассейна на Обь-Иртышском междуречье в пределах Омской впадины (см. рис.7.1).

Верхний, олигоцен-четвертичный водоносный комплекс не рассматривался, поскольку он находится в пределах 1-го гидрогеологического этажа. Количественная оценка дополнительного элизионного питания из глин проводилась с того момента, когда апт-сеноманский комплекс начал перекрываться глинистыми отложениями турон-олигоценового возраста, так как до этого момента вся отжимаемая из глин вода поступала в бассейн седиментации.

При постановке задачи (двухслойная плоская в разрезе – ниже-среднеюрский и апт-сеноманский комплексы с разделяющей слабопроницаемой толщей) обоснование граничных условий проводилось исходя из следующих соображений. Согласно схемам, предлагаемым в работе, наиболее погруженные части артезианских бассейнов являются областями питания, от которых движение глубоких флюидов направлено к участкам выхода коллекторов на поверхность. Следовательно, в центральной части впадины должен существовать гидравлический водораздел, который можно рассматривать как непроницаемую границу (см. рис.4.1). В области выхода коллектора на поверхность задавалось граничное условие II-го рода (постоянный расход – величина инфильтрационного питания). На верхней границе бассейна осадконакопления задавалось условие I-го рода. Подошва коллектора (ниже-среднеюрского нефтегазоносного комплекса) рассматривалась как непроницаемая

граница. Расход отжимающихся поровых вод задавался непосредственно в коллекторы. Необходимые для решения задачи параметры задавались исходя из следующих положений:

Коэффициент проницаемости глинистых отложений принимался постоянным – 10^{-5} м/сут (см. табл. 7.2). Изменение водопроницаемости апт-сеноманского комплекса принималось экспоненциальным от $2500 \text{ м}^2/\text{сут}$ в краевых частях до $250 \text{ м}^2/\text{сут}$ при удалении на 500 км [52]. Водопроницаемость ниже-среднеюрского комплекса задавалась в соответствии с ее изменением, представленным на рисунке 7.7. Предполагалось, что фильтрационные свойства пород всего рассматриваемого разреза оставались постоянными во времени на всех последующих этапах развития НГБ.

Единичный расход подземного потока флюидов в настоящее время в краевой зоне составляет на этом участке $15 \text{ м}^3/\text{сут}$, или $5,5 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{год}$. Для ниже-среднеюрского комплекса на том же участке значение единичного расхода было принято на порядок меньше (информация отсутствует).

Необходимо отметить, что начиная со времени образования осадочного чехла вплоть до миоцена на южной окраине бассейна в отличие от современного континентального существовал теплый и влажный климат, о чем свидетельствуют органические остатки и характер коры выветривания. Исходя из этого и учитывая, что проницаемость коллекторов в прошлые геологические эпохи была не меньше современной, можно сделать вывод о том, что расходы подземного потока в области питания нефтегазоносных комплексов были, во всяком случае, не меньше современных.

Для повышения достоверности получаемых результатов делались следующие допущения:

1. Мощность нижней глинистой толщи постоянна и равна 900 м. Отжимающаяся из нее вода движется только вверх и поступает в апт-сеноманский водоносный комплекс. Расчет объемов отжавшихся поровых растворов проводился для той части разреза бассейна, где наблюдается максимальная мощность глин (см. табл. 7.2).

2. Региональные глинистые покрывки и ощутимые по мощности глинистые прослои представлены только глинистыми частицами без примеси алевритового и грубообломочного материала.

3. Предполагается, что дополнительное питание из глин поступает с постоянной во времени интенсивностью.

4. В соответствии с элизионными представлениями элизионное питание задавалось на модели от минимального по периферии изучаемого разреза до максимальных значений в пределах Омской впадины.

Объем поступающего из глин дополнительного питания был рассчитан для Фроловской площади (см. рис.7.2), где мощность глинистых отложений максимальна по всему разрезу (табл.7.8). Динамика отжимающихся поровых растворов приведена на рисунке 7.14.

Количество вод, отжимающихся из глин при их уплотнении, определялось по зависимости [132]:

$$V_k = \frac{m}{1+e} (e_{k-1} - e_k),$$

где V_k – воды, отжимающиеся за интересующий момент времени с коэффициентом пористости e , $(e_{k-1} - e_k)$ – изменение коэффициента пористости за интересующий момент времени.

Изменение коэффициента пористости во времени рассчитывалось по кривой естественного уплотнения глинистых пород Западной Сибири (см. рис.6.10).

За всю историю развития Западно-Сибирского НГБ (для наиболее погруженной его части) было отжато $704 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поровых вод, из них в бассейн седиментации и в непокрытые слабопроницаемые коллекторы – $373 \text{ м}^3/\text{м}^2$. Следовательно, в относительно изолированные коллекторы поступало в среднем (в расчете на 144 млн. лет) $2,6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{год}$ с

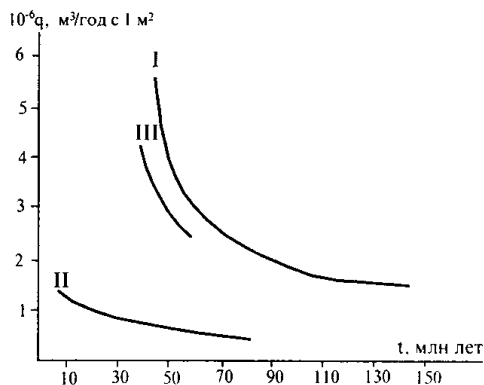


Рис. 7.14. Изменение объемов поровых растворов, отжимающихся из глинистых толщ Западной Сибири
Отложения: I – верхнеюрско-нижнемеловые, II – нижнеальбские, III – верхнемеловые–палеогеновые

Таблица 7.8

Объемы вод, откачанных из глины при их уплотнении (Фроловская площадь)

| Возраст | Верхнеюрско-нижнемеловая толща (J ₃ -K _{1ар}) | | | Нижнеальбская толща (K _{1alb}) | | | Верхнемеловая-палеогеновая толща (K _{2т-d} -P ₁₋₂) | | |
|-------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|------------------------|--------------------------------------------|
| | Время погружения, млн лет | Интервал погружения, м | Расход (Q), м ³ /м ² | Время погружения, млн лет | Интервал погружения, м | Расход (Q), м ³ /м ² | Время погружения, млн лет | Интервал погружения, м | Расход (Q), м ³ /м ² |
| J ₃ -K _{1ар} | 46 | 0-20 | 250,2 | | | | | | |
| K _{1ар} | 6 | 920-1040 | 24,2 | | | | | | |
| K _{1ар} | 5 | 1040-1140 | 16,2 | | | | | | |
| K _{1ар} | 5 | 1140-1240 | 16,2 | | | | | | |
| K _{1alb} | 8 | 1240-1400 | 24,2 | 8 | 0-160 | 10,8 | | | |
| K _{1alb} -sm | 10 | 1400-1615 | 24,2 | 10 | 160-375 | 9,2 | | | |
| K _{2т-d} -P ₁₋₂ | 10 | 1615-1830 | 24,2 | 10 | 375-590 | 9,2 | | | |
| K _{2т-d} -P ₁₋₂ | 10 | 1830-2045 | 24,2 | 10 | 590-805 | 7,9 | | | |
| K _{2т-d} -P ₁₋₂ | 10 | 2045-2245 | 16,2 | 10 | 805-1005 | 6,6 | | | |
| K _{2т-d} -P ₁₋₂ | 10 | 2245-2445 | 16,2 | 10 | 1005-1205 | 5,2 | | | |
| K _{2т-d} -P ₁₋₂ | 10 | 2445-2645 | 16,2 | 10 | 1205-1405 | 5,2 | 40 | 0-815 | 162,4 |
| P ₂ -Q | 14,5 | 2645-2935 | 16,2 | 14,5 | 1405-1695 | 5,2 | 14,5 | 815-1105 | 14,5 |
| Всего за весь период | | | 468 | | | 59 | | | 176,9 |
| Из них в бассейне осадконакопления | | | 330 (70%) | | | 29 (50%) | | | 14,5 (91%) |

1 м², или $1 \cdot 10^{-4}$ л/сек с 1 км². По данным Ф.Г.Гурари, из глинистых отложений Западной Сибири за всю историю существования бассейна было отжато $800 \cdot 10^{12}$ м³ поровых вод, что в пересчете на площадь распространения глинистых пород в 1 млн. км² и время 144 млн. лет составляет $5 \cdot 10^{-6}$ м³/год с 1 м², или $1,8 \cdot 10^{-4}$ л/сек с 1 км², что весьма близко к нашим расчетам.

В.А.Всеволожским (1973 г.) ориентировочно подсчитано, что приток подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса к внутренней области бассейна, ограниченной изогипсой 90 м (радиус 400 км), составляет 400 л/сек (по нашим данным, рассчитанным по единичному расходу, в 7 раз больше). Если эту цифру сопоставить с расходом, поступающим из уплотняющихся глин для той же площади (~38 л/сек на полукруглость радиусом 400 км), то можно увидеть, что элизионное питание на порядок меньше ослабленного латерального притока и явно несоизмеримо с объемами подземного стока, формирующегося в краевых областях современного питания.

Такое сравнение показывает несопоставимость этих двух видов питания. В самом деле, величина инфильтрационного питания ($5,5 \cdot 10^3$ м³/год) превышает величину элизионного питания (1,3 м³/год) более чем в 3000 раз. Поэтому для того чтобы влияние элизионного питания как-то отразилось на изменении напоров подземных флюидов, последнее было увеличено в 2960 раз. Таким образом, объем элизионного питания составил на модели 3850 м³/год на один метр ширины и 500 км длины разреза, что более чем в 5 раз превышает объем всей отжатой воды из глин за всю геологическую историю их развития и более чем в 10 раз объем поровых вод, поступивших в коллекторы.

При указанных значениях параметров водоносных (нефтегазоносных) комплексов, расходов современного инфильтрационного питания и объемов отжавшихся седиментационных вод получено распределение напоров, представленное на рисунке 7.15. Кривые 2 и 1 описывают распределение напоров подземных флюидов без учета дополнительного питания из глин (начальное условие), соответственно, в апт-сеноманском и ниже-среднеюрском нефтегазоносных комплексах. Кривые 3 и 4 описывают распределение напоров в тех же комплексах для случая когда дополнительное питание из глин поступало в апт-сеноманский комплекс, а кривая 5 – распределение напоров в ниже-среднеюрском нефтегазоносном комплексе, когда в него поступал весь объем элизионного питания.

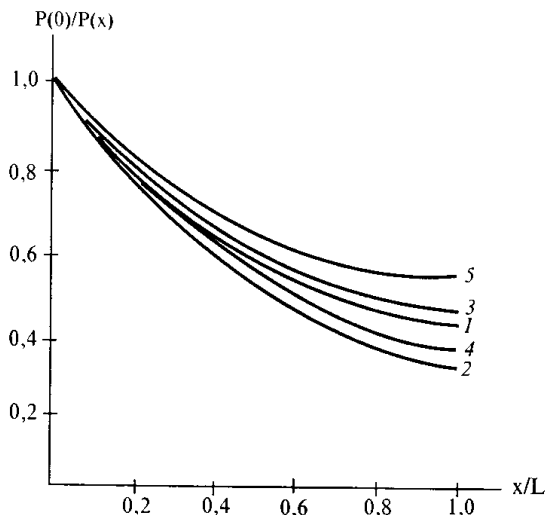


Рис. 7. 15. Схема палеораспределения напоров подземных флюидов южной части Обь-Иртышского междуречья

Начальное распределение напоров: 1 – в юрских отложениях, 2 – в меловых отложениях; то же, с питанием из глин: 3 – в юрских отложениях, 4 – в апт-сеноманских отложениях; 5 – то же, в юрском водоносном комплексе, в который подавался весь объем отжатых поровых вод за всю историю развития бассейна

Из характера распределения напоров (см. рис.7.15) видно, что даже столь большое питание из глин (3850 м³/год с 1 м ширины разреза длиной 500 км) при данных значениях современного инфильтрационного питания и выбранных параметрах системы (значительно завышенные расходы инфильтрационного питания нивелируют возможные ошибки, связанные с расхождением между параметрами модели и параметрами природной системы) несущественно повлияло на распределение напоров подземных флюидов и не изменило их движение на обратное ни в верхнем, ни в нижнем комплексах.

Обратное (от погруженных частей к периферии) направление движения не наблюдалось также и в том случае, когда современное инфильтрационное питание не задавалось в нижне-среднеюрский нефтегазоносный комплекс, т.е. современное питание (5500 м³/год на один метр ширины) подавалось только в апт-сеноманский комплекс, а все элизионное питание – в нижне-среднеюрский. В этом случае отношение инфильтра-

ционного питания подземных флюидов к расходу, поступающему из глин, составило 1,43, а не 1,57, как в первых двух случаях.

Результаты моделирования (осуществленного с большим «запасом инженерной надежности») неопровержимо доказывают необоснованность преувеличения роли элизионных вод в формировании напоров в прошлые геологические эпохи и тем более в настоящее время – *имеют место денудационные процессы, т.е. уменьшение горного давления.*

Таким образом, становится совершенно ясным, что при изучении любого естественного процесса необходим комплексный подход, т.е. учет всех факторов, определяющих формирование поля пластовых давлений НГБ вообще и Западно-Сибирского в частности (аналогичные результаты получены для Восточно-Предкавказского НГБ, см. ниже).

Элизионные же представления «в чистом виде» о движении подземных флюидов в глубоких горизонтах основываются только на одном физическом процессе (уплотнении), определяющем источник питания и площадное распространение. И в этом случае по понятным причинам (не учитываются особенности геологического строения, фильтрационные свойства пород и разделяющих слабопроницаемых толщ, внешние и внутренние граничные условия и др.) роль этого источника возрастает и приобретает решающее значение в формировании давлений глубоких флюидов и, следовательно, в направлении их движения.

Необходимо рассматривать элизионный процесс во времени и в совокупности с другими процессами (в частности, современное инфильтрационное питание, скорости релаксации пластовых давлений в пространстве и во времени, в том числе и в глинистых отложениях, и другие), давая при этом количественную оценку этим процессам.

Таким образом:

– скорости поступления вод, переходящих в свободное состояние при катагенезе глинистых пород, неизмеримо малы (имеют геологический порядок времени) по сравнению со скоростями перераспределения давлений даже в глинистых отложениях (см. также гл. 4).

– принципиально неверно изучать движение подземных флюидов, базируясь только на элизионных представлениях [82–85 и др.], и давать на этом основании выводы о перспективах нефтегазоносности бассейна в целом и отдельных его частей, как это делают в настоящее время.

7.6. Флюидодинамические особенности глубоких горизонтов центральных районов бассейна

Флюидодинамические условия центральных районов бассейна изучались в основном на примере Сургутского свода, в пределах которого расположено более 30 открытых месторождений УВ и который достаточно хорошо изучен, а также по отдельным хорошо изученным месторождениям центральных и северных районов бассейна. Ниже приводится информация по некоторым из них.

Салымское месторождение

Это месторождение является наиболее интересным и хорошо изученным. Интересным оно является потому, что на территории бассейна впервые открыто промышленное месторождение нефти в аргиллитах.

Салымское месторождение расположено на границе двух крупных структур: Ханты-Мансийской впадины и Сургутского свода, вероятно отделенных друг от друга разрывными нарушениями. Мощность осадочного чехла здесь составляет около трех километров, в основании его залегает тюменская свита нижне-среднеюрских отложений, выше залегает маломощная абалакская свита, а на ней баженовская продуктивная свита, представленная трещиноватыми аргиллитами мощностью 30–40 м.

Тюменская свита, по мнению большинства исследователей, характеризуется отсутствием АВПД, но достоверных сведений очень мало. В большинстве скважин, вскрывших верхнюю часть тюменской свиты, она опробовалась совместно с баженовской свитой, вскрытой на полную мощность. Лишь в двух скважинах она опробовалась отдельно. В одной скважине (скв.184) притока не получено («сухая»). В другой скважине (скв.49) получено нормальное давление, так же как и в баженовской свите. В скважине 312 при прохождении тюменской свиты буровой раствор пришлось утяжелять до 2000 кг/м^3 , что свидетельствует о наличии высокого пластового давления. На соседнем – Средне-Шапкинском месторождении, в скважине 123 в отложениях тюменской свиты вскрыто АВПД (на глубине 2800 м пластовое давление составило 52 МПа – коэффициент аномальности 1,9). Таким образом, по результатам немногочислен-

ных опробований можно предположить наличие в тюменской свите как нормальных (гидростатических), так и АВПД.

Баженовская свита достаточно хорошо изучена, так как в ней содержатся промышленные залежи нефти и проявляются АВПД. На ее примере хорошо видно блоковое строение нижних частей разреза осадочного чехла, которое проявляется как в естественных, так и в нарушенных условиях.

Сложное тектоническое строение определяется рядом разломов (установлены сейсмическими и магнитометрическими методами), деформационным сжатием, что подтверждается вертикальной трещиноватостью и зеркалами скольжения. Блоковое движение происходило на всем протяжении истории развития бассейна, включая новейшее время.

В естественных условиях [152] в баженовской свите пластовое давление на отметке 2700 м колеблется от 20,3 (скв.10) до 48,2 (скв.101) МПа, т.е. коэффициент аномальности достигает 1,73. Из 150 опробованных скважин в 50 зафиксировано АВПД с коэффициентом аномальности более 1,4. В 20 скважинах – нормальное гидростатическое или более низкое пластовое давление, в 52 скважинах не получены или получены весьма низкие притоки («сухие» скважины). В ряде случаев (скв.12, 13, 17, 20 и 21) сверхвысокие пластовые давления привели к аварийным ситуациям. Пластовые давления по некоторым скважинам приведены в таблице 7.9.

Горизонтальные градиенты пластовых давлений разнонаправленны (рис.7.16) и по величине меняются от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}$, а на отдельных участках до $n \cdot 10^{-1}$. Между скважинами: 12–31, 12–68, 169–127, 150–127 горизонтальный градиент превышает единицу.

Результаты опытно-фильтрационных работ по ряду скважин (скв.27–25, 24–18, 107–28, 107–112, 127–150, 169–150) свидетельствуют об от-

Таблица 7.9

Пластовые давления в отложениях баженовской свиты
(давления, замеренные на отметке 2700 м)

| Номер скважин | P_{n1} МПа | Номер скважин | P_{n2} МПа | Номер скважин | P_{n3} МПа | Номер скважин | P_{n4} МПа |
|---------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|-----------------|
| 14 | 43,36 | 30 | 43,5 | 40 | 31,1 | 51 | 28,6 |
| 18 | 43,09 | 31 | 26,6 | 41 | 36,6 | 54 | 42,09 |
| 24 | 42,1 | 32 | 45,1 | 42 | 43 | 55 | 34,75 |
| 25 | 43,1 | 35 | 35,65 | 46 | 42,97 | 56 | 28 |
| 27 | 42,65 | 37 | 42,96 | 48 | 31,78 | 57 | 41,72 |
| 28 | 42,3 | 39 | 36,79 | 50 | 27,46 | 64 | 44,4 |

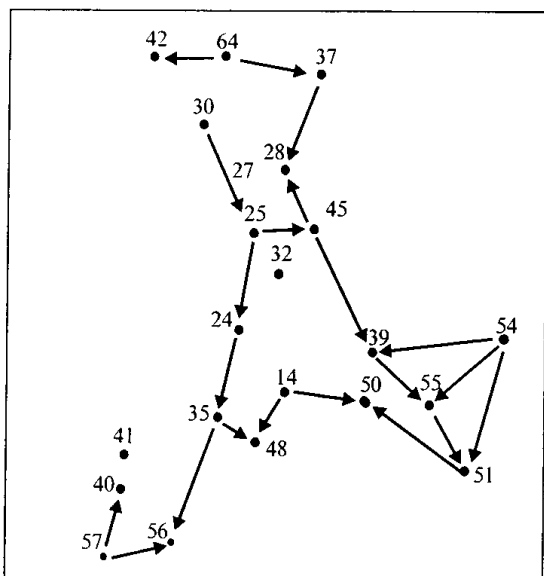


Рис. 7.16. Салымское месторождение. Направление латеральных градиентов (баженовская свита)

сутствии гидродинамического взаимодействия между ними, в том числе и между близко расположенными. В скважинах 169 и 127 (расстояние между ними 500 м) результаты гидропрослушивания такую связь показали. В то же время скважина 150, расположенная на расстоянии 300 м не среагировала на возмущение, и разница пластовых давлений оставалась значительной.

Взаимодействие между длительно эксплуатирующимися скважинами 27 и 28 (расстояние 2,8 км) отмечено только во время гидропрослушивания в 1974 и 1975 годах. После длительной эксплуатации попытки установления гидродинамической взаимосвязи между ними положительных результатов не дали. За 10 лет эксплуатации не выявлена тенденция выравнивания давлений между ними, а напротив, разница в текущих давлениях постоянно возрастает. Это, несомненно, свидетельствует о возникновении в процессе эксплуатации непроницаемой границы между ними (смыкание или залечивание трещин), связанное с изменением напряженного состояния из-за снижения пластового давления.

После начала (1974 г.) промышленной эксплуатации (скв.24, 27, 28, 68 и др.) в ряде вновь пробуренных и опробованных скважин пластовое давление оказалось выше, чем в ранее пробуренных: скв.92 – 44 МПа (1976 г.); скв.124 – 47 МПа (1982 г.). В 1979 году в скважине 73 начальное пластовое давление было равно 42 МПа, а в эксплуатационной скважине 54, удаленной на 3,2 км от нее, текущее пластовое давление к этому времени снизилось до 24,6 МПа. Из приведенной выше информации становится очевидным, что как в естественных, так и в нарушенных условиях существует пластово-блоковое строение и непроницаемые границы между отдельными частями баженовской свиты. При эксплуатации Салымского нефтяного месторождения пластовые давления постепенно снижались и при остановке скважин недовосстанавливались. Последующая эксплуатация вновь привело к снижению пластовых давлений, которые, в свою очередь, при остановке скважин также не восстановились полностью. Кривая зависимости пластового давления от дебита скважин постоянно снижается параллельно самой себе (рис. 7.17), т.е. отбор жидкости осуществляется как из «бочки» (блока), что свидетельствует об упруго-замкнутом характере реакции на возмущение и о наличии непроницаемых границ во всех направлениях. За

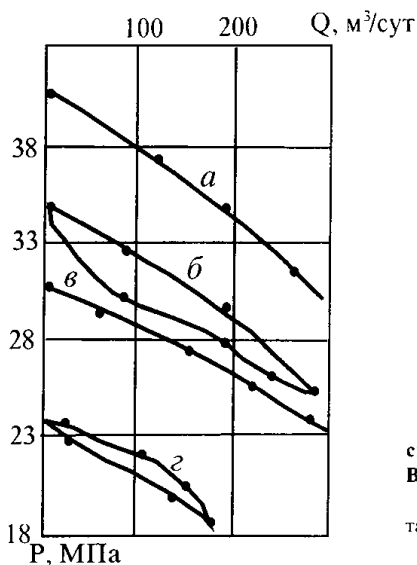


Рис. 7.17. Индикаторные диаграммы по скважине Салымского месторождения (по В.К.Федорову и В.Н.Нестерову)

a – после освоения; *б-г* – пробная эксплуатация; *б* – 1974 г., *в* – 1975 г., *г* – 1976 г.

пределами этих границ влияние эксплуатации не сказывается и отсутствует возможность притока флюида в замкнутую систему.

Отсутствие гидродинамического взаимодействия между блоками этой структуры и наличие непроницаемых границ подтверждается также резкими перепадами пластовых давлений между близко расположенными скважинами. Приведем еще ряд примеров. Скважины 54 и 55 расположены на расстоянии 6,5 км друг от друга, а перепад пластовых давлений между ними составил 11,8 МПа после начала работы одной и начала испытания другой. Перепад пластовых давлений между скважинами 64 и 92, расположенными на расстоянии 6 км друг от друга, при тех же условиях составил 16,8 МПа. Такие же резкие перепады пластовых давлений наблюдаются между скважинами 18 и 24; 72 и 24 и другими.

По данным гидродинамического опробования коэффициент пьезопроводности продуктивных отложений оценивается в $5 \cdot 10^7$ м²/сут. При таком значении пьезопроводности влияние возмущения должно распространиться на расстояние 6 км через 1,6 сут, т.е. к концу вторых суток после начала отбора нефти скважины должны реагировать, а они не взаимодействуют даже спустя год после начала эксплуатации.

В наблюдательной скважине 81 за время с конца 1977 года до середины 1981 (время промышленной эксплуатации) происходил непрерывный рост пластового давления, который за все время составил 20 МПа. В это же время в эксплуатационных скважинах (скв.24, 27, 28, 64 и 141), ближайшие из которых расположены на расстоянии около 6 км, наблюдалось интенсивное снижение пластовых давлений.

В период эксплуатации часто происходило значительное повышение пластовых давлений в некоторых наблюдательных скважинах (скв.10, 18, 50, 71, 92, 93, 50 и 85). Значительное повышение пластового давления во время эксплуатации не может быть объяснено техническими ошибками при опробовании скважин. Оно может быть связано с двумя процессами: или поступлением флюида с нижней границы, или изменением напряженного состояния (сжатие) в отдельных частях разреза.

В наблюдательных скважинах 25, 39, 44, 46 и 54 отмечалось снижение пластового давления. В наблюдательной скважине 35 спустя 9 лет после начала эксплуатации пластовое давление оказалось практически неизменным.

Температурные аномалии. В пределах Салымского месторождения отмечаются температурные аномалии. Температурное поле резко отличается от общего регионального фона. Геотермические градиенты (4,4–

4,6°С на 100 м) одни из самых высоких в центральной части бассейна. Тепловое поле на месторождении резко дифференцировано в плане. В баженовской свите на различных участках температура изменяется почти на 60°С (от 91°С в скв.156 до 150°С в скв.312). Иногда такие изменения происходят на коротких расстояниях. Например, между скважинами 312 и 154, отстоящими друг от друга на расстояние 5 км, разница температур достигает 30°С. Пластовая температура растет от крыльев структуры к ее своду. Зоны повышенных температур характеризуются линейным простиранием, близким к меридиональному, что указывает на связь с тектоническими зонами.

Гидрохимические аномалии. Состав подземных флюидов юрских отложений характеризуется резкими изменениями по площади: от жестких хлоридно-кальциевых (по В.А.Сулину) до гидрокарбонатно-натриевых. Минерализация меняется от 1,7 до 17 г/л. Наблюдается инверсионное изменение солевого состава: минерализация несколько уменьшается вниз по разрезу, доля гидрокарбонатов растет. Зоны развития подземных вод повышенной щелочности (рН возрастает до 8) имеют, как правило, «сквозной» характер и часто характеризуются повышенным содержанием микрокомпонентов. Подобная ситуация может быть объяснена восходящим движением глубоких флюидов («сквозной» характер) из нижних частей разреза.

Последнее подтверждается палинологическими исследованиями [93, 94], которые показывают наличие в нефтях баженовской свиты микрофоссилий из ниже-среднеюрских и палеозойских отложений. О наличии восходящей миграции в настоящее время свидетельствует тот факт, что в процессе эксплуатации содержание микрофоссилий палеозойского возраста возрастает. По данным ИГИРГИ, нефть в баженовской свите содержит палинологические формы палеозоя (до 45%). В скважине 32 миграционная форма составляет 24%. Минимальное значение миграционных форм приурочено к крыльям структуры (скв.38 и 56). Повторные палинологические исследования, проведенные в 1986 году (после десяти лет эксплуатации), показали резкое увеличение доли миграционного комплекса (до 85–100%) в нефтях эксплуатационных скважин 27, 28, 32, 24, 72, 253-э, 117-э.

В некоторых скважинах в составе растворенного газа отмечается аномально высокое содержание углекислого газа (до 17%), азота (до 42%) и водорода (до 28%), что также может свидетельствовать о восходящей миграции.

Минералогические аномалии. Трещины с зеркалами скольжения выполнены несколькими генерациями жильных минералов: кальцит, родохрозит, пирит, доломит, кварц. Жильные минералы составляют до 30–40% объема породы. Ранние генерации легко растворимы. Минералы поздней генерации – кварц, доломит, правильная форма кристаллов которых свидетельствует об их росте в свободном пространстве. Встречены случаи, когда вся масса жильных минералов оказывается глубоко корродированной, рыхлой, разбитой на мелкие обломки, все пространство между которыми заполнено нефтью, что свидетельствует о повторном движении по трещинам и о вторичной миграции нефти. Наличие нескольких генераций вторичных минералов свидетельствует о пульсационном характере гидротермальных процессов.

В скважине 554 (которая по данным сейсмоки попала в сейсмически напряженную зону) жильные минералы составляют около 50% объема породы, более чем на 50% выщелочены, а позднее разрушены до щебнисто-дресвяной массы, производительность этой скважины 350 т/сут. В скважине 142, которая находится на расстоянии 600 м и в сейсмически напряженную зону не попала, в трещинах лишь тонкие прожилки кальцита, без следов выщелачивания.

Нефтяные аномалии. Аномалии установлены по скважинам 13, 61, 40, 71, 76, 91 и другим. По геохимическим свойствам нефтей (наличие бензола, асфальтенов, парафинов и др.) установлены нефтяные аномалии, которые трактуются как следствие вертикальной миграции нефти из нижележащих отложений палеозоя.

Восходящей миграции способствует наличие целого ряда разломов и разломных зон, установленных на основе анализа гравиметрических, магнитометрических и сейсмических материалов, а также по данным повторного нивелирования. Разломы активизировались в различные периоды, вплоть до неоген-четвертичного времени. Изучение современных вертикальных движений земной коры по данным повторного нивелирования позволило выделить участки современных поднятий и опусканий, разделенных зонами максимальных градиентов современных вертикальных движений, которые в ряде случаев связаны с разломами [169].

Таким образом, по результатам изучения распределения пластовых давлений в естественных условиях, по данным гидропрослушивания и опыту эксплуатации, по наличию «сухих» скважин, соседствующих с продуктивными, по характеру распределения температурного поля,

по гидрохимическим и палинологическим данным можно уверенно утверждать, что в пределах Салымского месторождения выделяется несколько гидродинамически изолированных блоков с различно ориентированными в пространстве непроницаемыми границами между ними. Более того, формирование непроницаемых границ осуществляется в процессе эксплуатации месторождения, т.е. Салымское месторождение представляет собой пластово-блоковую систему.

Западно-Сургутское месторождение

Нижнемеловые отложения Западно-Сургутского месторождения опробованы достаточным количеством скважин для анализа гидродинамической ситуации. Интервал опробования составляет около 200 м (1984–2200 м). В пределах месторождения в нижнемеловых отложения аномальные давления не проявляются (табл. 7.10).

Таблица 7.10

Западно-Сургутское месторождение: замеренные и приведенные пластовые давления

| № скв. | P_n | $P_{n,}$, МПа | Абс. отм. глуб. замера | Плотность, кг/м ³ | $P_{прив.}$, МПа | Indef I, МПа -2400 м | Indef I, МПа -3000 м |
|--------|-------|----------------|------------------------|------------------------------|-------------------|----------------------|----------------------|
| 157 | 217,4 | 21,74 | 1984,5 | | 25,90 | 0,05 | 0,13 |
| 45 | 205,3 | 20,53 | 2003 | | 24,50 | 0,05 | 0,12 |
| 48 | 222,4 | 22,24 | 2010 | | 26,14 | 0,05 | 0,12 |
| 49 | 224 | 22,4 | 2012 | | 26,28 | 0,05 | 0,12 |
| 50 | 211,2 | 21,12 | 2030 | | 24,82 | 0,05 | 0,12 |
| 185 | 210,9 | 21,09 | 2216 | 1010 | 22,93 | 0,02 | 0,10 |
| 45 | 226,3 | 22,63 | 2219 | 1009 | 24,44 | 0,02 | 0,10 |
| 49 | 247,2 | 24,72 | 2221 | 1008 | 26,51 | 0,02 | 0,10 |
| 157 | 226 | 22,6 | 2222,5 | 1012 | 24,38 | 0,02 | 0,10 |
| 180 | 227,7 | 22,77 | 2223 | | 24,54 | 0,02 | 0,10 |
| 183 | 231,7 | 23,17 | 2224 | | 24,93 | 0,02 | 0,10 |
| 48 | 173,6 | 17,36 | 2227 | | 19,09 | 0,02 | 0,10 |
| 45 | 247,7 | 24,77 | 2229 | 1009 | 26,48 | 0,02 | 0,10 |
| 196 | 229,3 | 22,93 | 2235 | | 24,58 | 0,02 | 0,10 |
| 161 | 224,3 | 22,43 | 2242 | 1011 | 24,01 | 0,02 | 0,09 |
| 302 | 223,3 | 22,33 | 2253 | | 23,80 | 0,02 | 0,09 |
| 161 | 223,6 | 22,36 | 2256 | | 23,80 | 0,02 | 0,09 |
| 187 | 226 | 22,6 | 2256 | 1011 | 24,04 | 0,02 | 0,09 |
| 159 | 231,5 | 23,15 | 2258 | | 24,57 | 0,02 | 0,09 |
| 160 | 248 | 24,8 | 2259 | | 26,21 | 0,02 | 0,09 |
| 182 | 231,7 | 23,17 | 2259 | | 24,58 | 0,02 | 0,09 |
| 300 | 227 | 22,7 | 2280 | 1008 | 23,90 | 0,02 | 0,09 |
| 44 | 234,2 | 23,42 | 2283 | 1011,5 | 24,59 | 0,01 | 0,09 |
| 194 | 226,5 | 22,65 | 2295 | | 23,70 | 0,01 | 0,09 |

Минерализация подземных флюидов в этом интервале незначительна и колеблется от 14,4 до 16,4 г/дм³, а плотность – от 1009 до 1015 кг/м³ (табл.7.11). В связи с изменением плотности в интервале 200 м осуществлялось приведение пластовых давлений к плоскостям -2400 и -3000 м. Результаты расчетов сведены в таблицу 7.10, из которой видно, что погрешность приведения не превышает 0,05 МПа и в большинстве случаев составляет 0,02 МПа.

Перепады пластовых давлений, замеренных на практически одной и той же глубине, меняются от 1,47 до 7,41 МПа (рис.7.18). Это дает основание оценивать направления латеральных градиентов приведенных пластовых давлений между отдельными скважинами (индиф не более 0,05 МПа на отметке -2400 м). Направления горизонтальных градиентов приведенных давлений показаны на рисунке 7.19. Из рисунка видно, что на относительно небольшой площади структуры горизонтальные градиенты разнонаправленны, что свидетельствует о пластово-блоковом строении этой структуры и тем самым о наличии вертикальных и субвертикальных слабопроницаемых или непроницаемых границ по напластованию нижнемеловых отложений. Аналогичная ситуация наблюдается на Южно-Сургутском месторождении (рис.7.20).

Таблица 7.11

Западно-Сургутское месторождение: химический состав и минерализация подземных вод нижнемеловых отложений

| № скв. | Глубина опробования, м | Минерализация, г/л | Содержание макрокомпонентов (г/л), микрокомпонентов (мг/л) | | | |
|--------|------------------------|--------------------|------------------------------------------------------------|-----------------|------------------|------|
| | | | Cl | SO ₄ | HCO ₃ | Na+K |
| 157 | 2273 | | 9,4 | 0,004 | 0,4 | 5,8 |
| 185 | 2280 | 16 | 9,6 | | 0,17 | 5,8 |
| 49 | 2285 | 16 | 9,4 | | 0,24 | |
| 45 | 2286 | 16,2 | 9,2 | | 0,658 | 5,85 |
| 183 | 2286 | 16,2 | 9,2 | | 0,68 | 5,85 |
| 180 | 2288 | 14,4 | 8,01 | 0,012 | 0,073 | 5 |
| 187 | 2317 | 16,4 | 9,2 | 0,008 | 0,829 | 5,9 |
| 159 | 2323 | 15,5 | 8,2 | 0,03 | 1,42 | 5,46 |
| 161 | 2326 | 15,8 | 9 | | 0,793 | 5,79 |
| 300 | 2344 | 15,48 | 8,16 | 0,004 | 1,39 | 5,49 |
| 44 | 2348 | 14,9 | 8,9 | 0,008 | 0,07 | 5,5 |

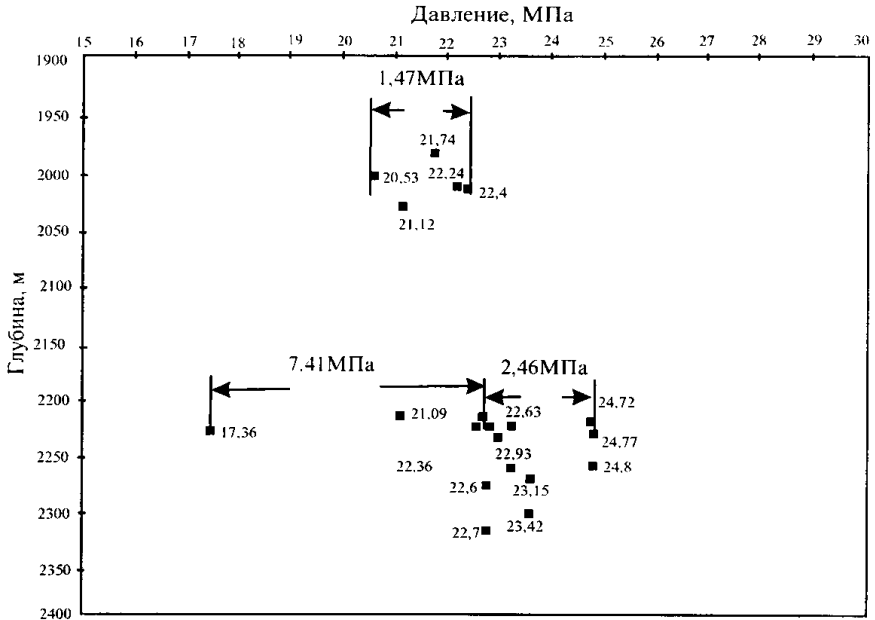


Рис. 7.18. Западно-Сургутское месторождение. Перепад давлений в горизонтальной плоскости (K₁)

таблица 7.11 (окончание)

| Содержание макрокомпонентов (г/л), микрокомпонентов (мг/л) | | | | | | | |
|------------------------------------------------------------|-------|------------------|-----------------|------|------|--------------------------------|-----|
| Ca | Mg | SiO ₂ | CO ₂ | Br | J | H ₂ BO ₃ | pH |
| | 0,092 | 0,052 | 0,026 | 60,6 | 31,2 | | 7,4 |
| 0,33 | 0,03 | 0,022 | | 57 | 24 | 42 | 7,4 |
| | | 0,03 | 0,04 | | | 26 | 7,6 |
| 0,286 | 0,025 | 0,015 | 0,035 | 52,1 | | 14,1 | 7,2 |
| 0,29 | 0,023 | 0,028 | 0,035 | 56,1 | 36,8 | 18 | 7,4 |
| 0,3 | 0,005 | 0,21 | | | 19,2 | 45,2 | 9 |
| 0,3 | 0,012 | 0,02 | 0,026 | 70,1 | 13,7 | 18 | 7,4 |
| 0,28 | 0,03 | 0,025 | 0,005 | 61,7 | 21,8 | 27 | 7,4 |
| 0,254 | 0,025 | | | 50,6 | 20,3 | 50 | 7,2 |
| 0,2 | 0,46 | 0,01 | 0,026 | 57,2 | 24,8 | 25,4 | 7,4 |
| 0,24 | | 0,04 | | 61,6 | 25,7 | 25,3 | 7 |

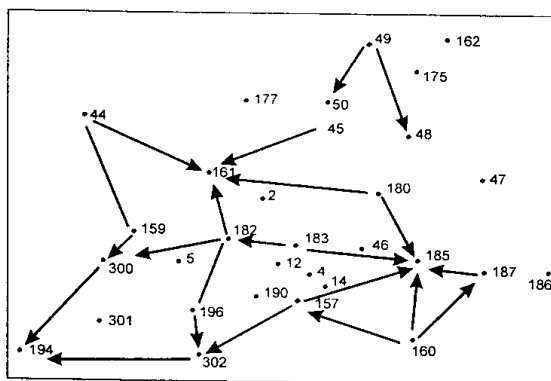


Рис. 7.19. Западно-Сургутское месторождение. Направления горизонтальных градиентов приведенного пластового давления (плоскость сравнения – 2400 м)

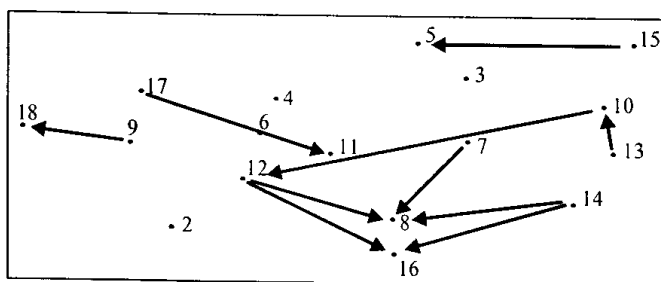


Рис. 7.20. Южно-Сургутское месторождение. Направления горизонтальных градиентов приведенных давлений подземных вод нижнемеловых отложений

Харасавейское месторождение

В нижнемеловых отложениях пластовые давления меняются в широких пределах на относительно небольшой площади месторождения (табл.7.12).

Пластовые давления меняются довольно существенно от нормальных (коэффициент аномальности -1,06) до аномально высоких с коэффициентом аномальности до 1,89 (см. табл.7.13). Разница в пластовых давлениях, замеренных на одной и той же глубине, меняется от 4,4 до 7,4 МПа (рис.7.21), а горизонтальные градиенты приведенных пластовых давлений разнонаправленные (рис.7.22). Возможная погрешность

Таблица 7.12

Харасавейская структура. Замеренные и приведенные пластовые давления

| № скв. | $P_{из}$, МПа | Середина интервала опробования, м | $P_{пр}$, МПа | Коэффициент аномальности |
|--------|----------------|-----------------------------------|----------------|--------------------------|
| 4 | 41,05 | 2435 | 41,1 | 1,69 |
| 4 | 21 | 1937 | 25,03 | 1,08 |
| 4 | 19,3 | 1827 | 25,03 | 1,06 |
| 4 | 25,4 | 1904 | 30,36 | 1,33 |
| 4 | 35,1 | 2136 | 37,74 | 1,64 |
| 12 | 22,3 | 1928 | 27,02 | 1,16 |
| 12 | 27,7 | 2067 | 31,03 | 1,34 |
| 19 | 41,1 | 2815 | 37,39 | 1,46 |
| 19 | 40,8 | 3040 | 34,4 | 1,34 |
| 20 | 41,1 | 2297 | 42,13 | 1,79 |
| 20 | 44 | 2325 | 44,75 | 1,89 |
| 35 | 42 | 2427 | 42,27 | 1,73 |
| 31 | 43 | 2299 | 44,01 | 1,87 |
| 36 | 37,4 | 2302 | 38,38 | 1,62 |
| 34 | 31,1 | 2047 | 34,63 | 1,52 |



Рис. 7.21. Харасавейская структура. Перепад измеренных пластовых давлений в горизонтальной плоскости (К)

приведения значительно меньше разницы в измеренных и приведенных пластовых давлениях.

Само существование АВПД указывает на наличие непроницаемых или весьма слабопроницаемых различно ориентированных границ и пластово-блокового строения Харасавейского месторождения.

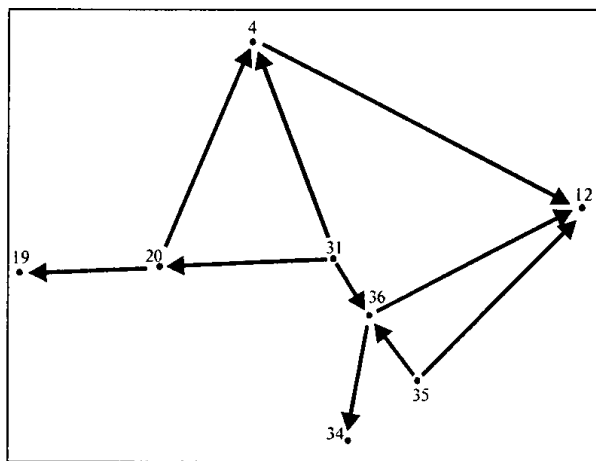


Рис. 7.22. Харасавейская структура. Направления горизонтальных градиентов приведенных давлений подземных вод нижнемеловых отложений

Усть-Балыкское месторождение

В пределах Усть-Балыкского месторождения нижнемеловые отложения опробованы большим количеством скважин в относительно узком интервале разреза (табл. 7.13). Характерной особенностью является то, что подземные флюиды нижнемеловых отложений мало минерализованы. Минерализация колеблется от 3 до 17,8 г/л, а плотность остается практически постоянной во всем опробованном интервале разреза (табл. 7.14), что позволяет не использовать метод приведения давлений.

Однако для повышения достоверности выводов пластовые давления были приведены с оценкой погрешности приведения (см. табл. 7.13) с учетом малого изменения плотности. Погрешность приведения (indef) не превышает 0,04 МПа (при плоскости сравнения -2400 м), что составляет 4 м водяного столба, соответственно она выше при плоскости сравнения -3000 м (см. табл. 7.13). Более высокая погрешность, как говорилось выше, обусловлена наибольшим удалением плоскости сравнения от глубины опробования максимального количества интервалов. Невысокая погрешность приведения, связанная с малой плотностью подземных вод, позволяет приводить пластовые давления без учета изменения плотности.

Таблица 7.13

Усть-Балыкское месторождение. Замеренные и приведенные пластовые давления

| № скв. | $P_{пл}$, МПа | Абс. отм. интервала опробования, м | $P_{прив}$, МПа | Indef - 2400 м | Indef - 3000 м |
|--------|----------------|------------------------------------|------------------|----------------|----------------|
| 66 | 21,62 | 2110,5 | 24,52 | 0,04 | 0,37 |
| 69 | 21,33 | 2078 | 24,55 | 0,04 | 0,37 |
| 71 | 21,8 | 2111 | 24,69 | 0,04 | 0,37 |
| 76 | 21,5 | 2056,5 | 24,94 | 0,04 | 0,37 |
| 82 | 21,43 | 2092,5 | 24,51 | 0,04 | 0,37 |
| 83 | 21,9 | 2105 | 24,85 | 0,04 | 0,37 |
| 84 | 21,45 | 2093 | 24,52 | 0,04 | 0,37 |
| 87 | 21,8 | 2088,5 | 24,92 | 0,04 | 0,37 |
| 119 | 21,16 | 2091,5 | 24,25 | 0,04 | 0,37 |
| 203 | 21,37 | 2095 | 24,42 | 0,04 | 0,37 |
| 204 | 20,93 | 2094,5 | 23,99 | 0,04 | 0,37 |
| 63 | 20,71 | 2067 | 24,04 | 0,04 | 0,37 |
| 65 | 21,62 | 2101,5 | 24,61 | 0,04 | 0,37 |
| 67 | 21,66 | 2100,5 | 24,66 | 0,04 | 0,37 |
| 68 | 21,2 | 2114,5 | 24,06 | 0,04 | 0,37 |
| 74 | 21,75 | 2097 | 24,78 | 0,04 | 0,37 |
| 75 | 20,6 | 2089 | 23,71 | 0,04 | 0,37 |
| 80 | 20,77 | 2062,5 | 24,15 | 0,04 | 0,37 |
| 214 | 21,33 | 2100 | 24,33 | 0,04 | 0,37 |
| 236 | 20,9 | 2107,5 | 23,83 | 0,04 | 0,37 |
| 72 | 21,6 | 2109 | 24,51 | 0,04 | 0,37 |
| 80 | 20,7 | 2084,5 | 23,86 | 0,04 | 0,37 |
| 65 | 19,6 | 2277 | 20,83 | 0,02 | 0,37 |
| 79 | 24,07 | 2363,5 | 24,44 | 0,0 | 0,37 |
| 88 | 20,16 | 2354 | 20,62 | 0,01 | 0,37 |
| 221 | 23,44 | 2350,5 | 23,94 | 0,01 | 0,37 |
| 63 | 19,83 | 2273 | 21,10 | 0,02 | 0,37 |
| 79 | 24,07 | 2364 | 24,43 | 0,0 | 0,37 |
| 116 | 23,66 | 2397 | 23,69 | 0,0 | 0,37 |
| 117 | 24,43 | 2411 | 24,32 | 0,0 | 0,37 |
| 221 | 23,44 | 2350,5 | 23,94 | 0,01 | 0,37 |
| 547 | 22,97 | 2323 | 23,74 | 0,01 | 0,37 |
| 1103 | 23,57 | 2409 | 23,48 | 0,0 | 0,37 |
| 36 | 24,66 | 2432 | 24,34 | 0,0 | 0,37 |
| 39 | 24,83 | 2424,5 | 24,59 | 0,0 | 0,37 |
| 58 | 24,7 | 2426 | 24,44 | 0,0 | 0,37 |
| 1204 | 22,71 | 2438,5 | 22,33 | 0,0 | 0,37 |
| 1205 | 22,72 | 2427,5 | 22,45 | 0,0 | 0,37 |

Обычный шрифт – готерив, курсив – валанжин, жирный – неоком

В этих условиях перепад пластовых давлений на близких глубинах колеблется от 1,84 МПа до 3,28 МПа (рис.7.23), что свидетельствует о наличии горизонтальных градиентов давлений (результаты опробо-

Таблица 7.14

Усть-Балыкское месторождение. Химический состав и минерализация подземных вод нижнемеловых отложений

| № скв. | Интервал, м | Вг, мг/л | Ј, мг/л | НСО ₃ , мг/л | SiO ₂ , мг/л | Минерализация, г/л | Плотность, кг/м ³ |
|------------|-------------|----------|---------|-------------------------|-------------------------|--------------------|------------------------------|
| 69 | 1905 | 50,64 | 19,46 | 378,2 | 10,2 | 16,1 | |
| 69 | 1943 | 63,27 | 24,69 | 378,2 | 13 | 17,6 | |
| 69 | 1945 | 56,05 | 20,3 | 402 | 13 | 16,3 | 1010 |
| 70 | 1929,5 | 53,8 | 17,9 | 384 | 32 | 16 | 1010 |
| 61 | 2091 | 13,4 | 6 | 359 | 9 | 5,4 | |
| 64 | 2116 | 55 | 20,1 | 219 | 21 | 16,15 | 1011 |
| 78 | 2111 | 62,9 | 24,5 | 378,2 | 18 | 15,44 | 1010 |
| 86 | 2112 | 49 | 19,5 | 390,4 | 26 | 14,5 | 1010 |
| 89 | 2123 | 59,7 | 22 | 305 | 8 | 14,8 | 1009 |
| 202 | 2120 | 60,8 | 23,3 | 500,2 | 10,2 | 15,2 | 1010 |
| 215 | 2128 | 58,1 | 22 | 329 | 22 | 16,2 | 1010 |
| 218 | 2105 | 60,7 | 22 | 402,6 | 26 | 15,9 | 1009 |
| 75 | 2108 | 58,6 | 23,4 | 578,2 | 14 | 16,3 | 1011 |
| 201 | 2113 | 55,4 | 22,4 | 353,8 | 14 | 16,7 | 1011 |
| 75 | 2120 | 56,1 | 24,3 | 390,4 | 15,8 | 16,5 | 1011 |
| 64 | 2180 | 32,5 | 13,4 | 305 | 18,2 | 10,3 | 1007 |
| 69 | 2134 | 10,1 | 2,6 | 97,6 | 9,4 | 3,9 | 1002 |
| 72 | 2131 | 54,1 | 21,4 | 426,6 | 17,3 | 16,1 | 1011 |
| 75 | 2141 | 56,9 | 24,3 | 244 | 13,5 | 16,4 | 1011 |
| 76 | 2113 | 50 | 22,9 | 451,4 | 13,5 | 15,8 | 1010 |
| 80 | 2102 | 62,9 | 23,7 | 475,8 | 3,5 | 14,9 | 1010 |
| 214 | 2142 | 63,4 | 24,5 | 353,8 | 11,3 | 15,4 | 1010 |
| 63 | 2133 | 54,4 | 20,1 | 610 | 21 | 16,4 | 1011 |
| 64 | 2212 | 33,7 | 12,6 | 250,1 | 14,3 | 10,2 | 1007 |
| 69 | 2162 | 13,3 | 5,9 | 183 | 10,2 | 5 | 1002 |
| 80 | 2135 | 9,44 | 7,1 | 170,8 | 11,2 | 3,3 | 1002 |
| 61 | 2217 | 14 | 6,8 | 414,8 | 9 | 4,9 | 1002 |
| 62 | 2175 | 29,1 | 11,1 | 561,2 | 24 | 9,4 | 1001 |
| 63 | 2191 | 52,8 | 20,1 | 799,1 | 26 | 16,4 | 1011 |
| 69 | 2225 | 48,5 | 20,8 | 976 | 15 | 16,1 | 1011 |
| 70 | 2229 | 17,7 | 6 | 324,4 | 3,5 | 5,6 | 1002 |
| 72 | 2227 | 40,2 | 19,7 | 854 | 21 | 12,7 | 1008 |
| 80 | 2193 | 56,5 | 23,8 | 805 | 14 | 16,2 | 1011 |
| 65 | 2267 | 53,8 | 21,1 | 939,4 | 13,5 | 17,5 | 1012 |
| 66 | 2350 | 50,1 | 20,2 | 902,8 | 5,3 | 16,2 | 1011 |
| 68 | 2337 | 6,1 | 3,4 | 414,8 | 3,6 | 10,9 | 1002 |
| 72 | 2301 | 52 | 21,4 | 451,4 | 9,5 | 15,2 | 1010 |
| 87 | 2340 | 46,6 | 22,3 | 915 | 20,6 | 15,01 | 1010 |
| 61 | 2469 | 17,8 | 3,4 | 829,6 | 3 | 5,9 | 1002 |
| 234 | 2887 | | | 1830 | | 18 | |

Жирный шрифт – юрские отложения

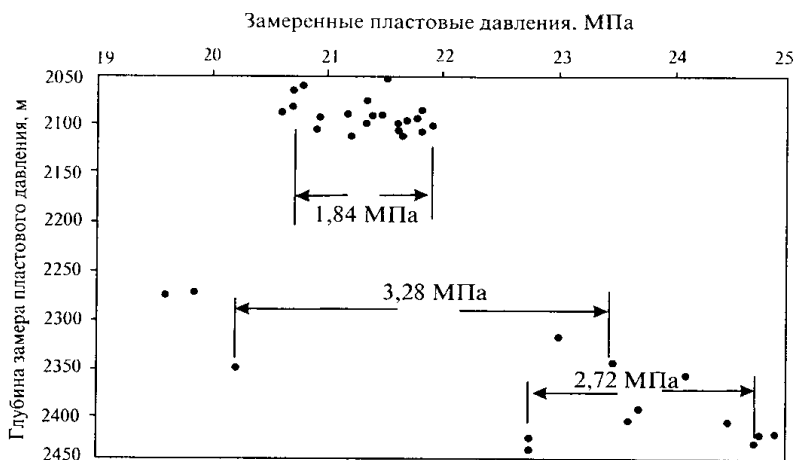


Рис. 7.23. Усть-Балыкское месторождение. Перепад пластовых давлений в горизонтальной плоскости (K_1)

вания приведены для естественных условий до начала пробной или промышленной эксплуатации). При построении схем направлений горизонтальных градиентов приведенных пластовых давлений (рис.7.24.) при нескольких интервалах опробования использовались значения приведенного давления в интервале, наиболее близко расположенным к плоскости сравнения (-2400 м). Наличие горизонтальных градиентов свидетельствует о том, что в пределах структуры имеются слабопроницаемые или непроницаемые различно ориентированные границы и блоки в пределах месторождения.

Вертикальные градиенты довольно высоки. Так, в скважине 63 вертикальный перепад давлений составляет 1,4 МПа ($\Delta z = 206$ м); в скважине 65 – 2,2 МПа ($\Delta z = 175,5$ м), в скважине 80 – 1,3 МПа ($\Delta z = 22$ м). Вертикальные градиенты, соответственно, равны: 0,68; 1,25 и 0,6. Столь высокие вертикальные градиенты свидетельствуют о наличии весьма слабопроницаемых горизонтальных границ.

Пластово-блоковое строение подтверждается гидрогеохимическими данными (см. табл.7.14). Минерализация (рис.7.25) и содержание ионов меняются по площади и разрезу. Горизонтальные градиенты минерализации подземных флюидов нижнемеловых отложений месторождения,

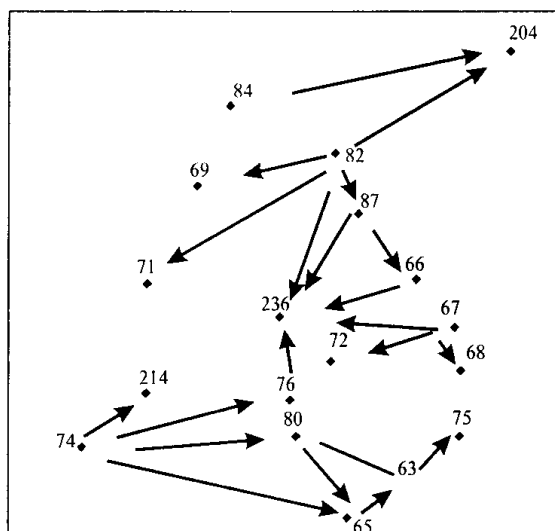


Рис. 7.24. Усть-Балыкское месторождение. Направления горизонтальных градиентов приведенных давлений подземных вод нижнемеловых отложений

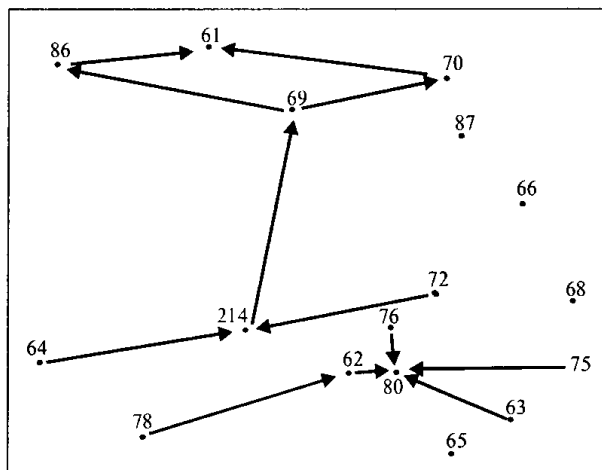


Рис.7.25. Усть-Балыкское месторождение. Градиенты минерализации подземных вод нижнемеловых отложений
Интервал опробования 2100–2200 м

так же как и градиенты приведенных пластовых давлений, разнонаправленны. Интересной особенностью является увеличение гидрочастиц вниз по разрезу.

Пластово-блоковое строение установлено также на Малореченском месторождении юго-востока Нижневартовского свода, в пределах которого по результатам более 10-летней эксплуатации выделяется три блока.

В книге приведены далеко не все структуры, на которых проведен подобный анализ. Выявленные закономерности проявляются на всех без исключения нефтяных месторождениях Сургутского свода и в других районах Западной Сибири.

Кроме того, пластово-блоковое строение подтверждается широким распространением повышенных и аномально высоких пластовых давлений, информация по которым (кроме приведенных выше) сведена в таблице 7.15.

Таблица 7.15

Аномально-высокие и повышенные пластовые давления
(по данным Н.М.Кругликова с соавторами [108])

| Площадь | Возраст | Интервал, м | $P_{пл}$, МПа | $K_{пл}$ |
|-------------------------|---------------------|-------------|-------------------|----------|
| Фроловская | R-PR | 3193-3198 | Заб. давление 8,8 | 1,28 |
| Фестивальная | PZ | До 3100 | 37 | 1,2 |
| Ханты-Мансийская | PZ | 3062-3152 | 37,5-39,4 | 1,24 |
| Новопортовская | PZ | 2542-2548 | 27,5 | 1,08 |
| Новопортовская | PZ | 2600-2607 | 29,2 | 1,12 |
| Южно-Русская | PZ | 4208 | 53 | 1,26 |
| Салымская | T-J | 2930-3041 | 35 | 1,17 |
| Салымская | T-J | 2970-3000 | 43,5-44,6 | 1,47 |
| Губкинская | T-J | 2900-2980 | 36-37 | 1,24 |
| Западно-Таркассалинская | T-J | 3155 | 48 | 1,52 |
| Уренгойская | T-J | 3644-3704 | 62 | 1,69 |
| Уренгойская | K _{IV} -nc | 3000 | 35,3 | 1,18 |
| Песцовая | K _{IV} -nc | 2890-3080 | 32,2-34,2 | 1,11 |
| Песцовая | K ₁₋₂ | 3220 | 35 | 1,09 |
| Северо-Лубкинская | | 2720-2900 | 31,5-35 | 1,18 |
| Заполярная | баженовская | 3350-3363 | 44,2 | 1,32 |
| Восточно-Тазовская | ачимовская | до 3410 | 54 | 1,58 |
| Ямбургская | K ₁₋₂ | 2890-3080 | 32,2-34,3 | 1,11 |
| Бованенковская | K _{1h} -b | 2150 | 25,2 | 1,17 |
| Хорасавейская | K _{1h} -b | 1930 | 23 | 1,19 |

7.7. О вертикальной палеомиграции глубоких флюидов

В Западно-Сибирском НГБ [163 и др.] общий фон минерализации подземных вод нарушается аномальным их уменьшением или увеличением. Гидрохимические аномалии строго локализованы по площади, что подтверждает вертикальную палео- или современную миграцию глубоких флюидов. На отдельных площадях миграция рассолов достигала значительных масштабов и охватывала весь разрез юрских и нижнемеловых отложений. В зависимости от интенсивности, периодичности и состава подземных флюидов, мигрирующих в вертикальном направлении, устанавливаются различные виды гидрохимической зональности в вертикальном разрезе бассейна. Аномалии проявляются не только в изменении минерализации, но и в содержании большого количества тяжелых металлов и других микрокомпонентов (фосфор, сера, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель и другие), содержание некоторых из них на 2–3 порядка больше, чем в морской воде (см. табл. 7.1), что исключает возможность их сингенетического образования. На связь микрокомпонентов с вертикальной миграцией вторичных растворов указывают следующие факты: изменение по площади и постоянство в разрезе состава микрокомпонентов; отсутствие связи с литологическим составом флюидовмещающих пород; локализованное по площади распространение аномального содержания тяжелых металлов, которое на коротких расстояниях меняется на порядок и более; приуроченность повышенного содержания микрокомпонентов к разломам и тектонически активным зонам. На целом ряде площадей Западной Сибири вскрыты аномальные содержания CO_2 , H_2 . Так же как и аномалии микрокомпонентов, газонасыщенность имеет дифференцированный по площади и разрезу характер.

Внедрение глубоких флюидов, имеющих отличную от фоновой температуру, минерализацию, химический и газовый составы, нарушает в системе флюид–горная порода сложившееся физико-химическое равновесие. В результате начинаются физико-химические процессы, сопровождающиеся фазовыми переходами и приводящие подчас к существенному изменению вещественного состава водовмещающих пород, флюидов и образованию минералогических аномалий.

Категенетическое преобразование водовмещающих пород и их связь с вертикальной миграцией глубоких флюидов по разломам и ослабленным зонам подтверждается дифференциацией этих изменений по пло-

щади бассейна и отдельным структурам; непосредственной близостью аномальных и фоновых минералогических разрезов; четко выраженной вертикальной составляющей эпигенетических процессов [163 и др.].

Гидрохимические и другие аномалии, установленные в Западной Сибири, четко коррелируются с тепловыми, которые также резко дифференцированы, как в пределах бассейна, так и отдельных структур. Так, на отдельных структурах 3-го порядка в пределах одного пласта колебания температур достигают 20°C, а геотермического градиента – 1°/100 м. Тепловые аномалии приурочены к активным разломам (рис.7.26), и вы-

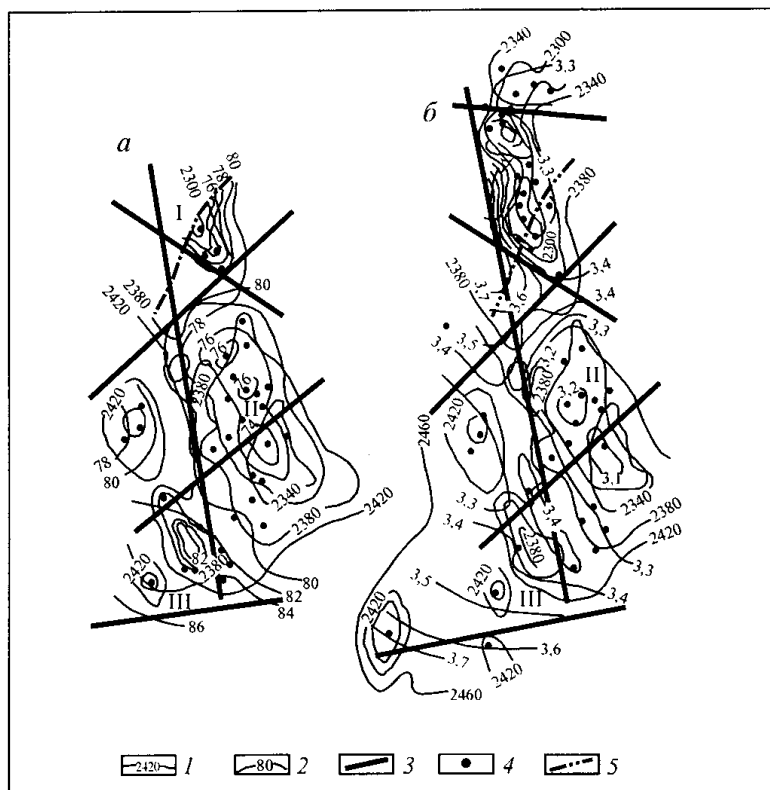


Рис. 7.26. Карта температур пласта BC₁₀ (а) и геотермических градиентов (б) в отложениях неокома южной части Сургутского свода [115]

1 – изогипсы кровли пласта BC₁₀, м; 2 – изотермы °С (а) и изолинии градиентов, °С/100 м (б); 3 – дизъюнктивные нарушения, выявленные геофизическими методами; 4 – скважины с измеренными температурами; 5 – граница выклинивания продуктивного пласта; I–III – локальные поднятия: I – Усть-Балыкское, II – Мамонтовское, III – Среднебалыкское

ражены в виде узкой вертикальной полосы, примыкающей к разлому, и несомненно формируются за счет вертикальной фильтрации горячих флюидов, так как трудно предположить столь резкую анизотропию теплофизических свойств вмещающих пород при их однородном литологическом составе.

Отмеченные А.А.Розиным гидрохимические, геохимические, минералогические и температурные аномалии, а в отдельных случаях и гидродинамические, пространственно совпадают между собой и с разломами и ослабленными зонами, что позволяет сделать вывод о широких масштабах вертикальной фильтрации глубоких вод, охватывающих значительную часть разреза осадочного чехла Западно-Сибирского НГБ. При этом миграция флюидов, видимо, происходит (происходила) в виде совокупности бесчисленного множества самостоятельных потоков, движущихся снизу вверх по ослабленным зонам. Некоторые из них обладают повышенной активностью или наиболее удобными путями миграции. Здесь следует подчеркнуть, что, по данным [182], локальные структуры Западной Сибири раздроблены многочисленными сбросами, которые определяют мелкоблоковое строение многих структур. Преимущественное развитие имеют сбросы, связанные с растяжением земной коры. Некоторые из нарушений охватывают весь осадочный чехол и проявляются в современном рельефе. В.П.Маркевич [125] считает Западную Сибирь классическим примером развивающейся молодой геосинклинальной области. Среди прочих признаков, по которым она относится к геосинклиналям, отметим лишь один – широкое развитие глубинных разломов. Некоторые части этих разломов являются проницаемыми, и по ним, вероятно, осуществляется поступление флюидов из коры и верхней мантии, формирующих многочисленные и разноплановые аномалии.

Широкие масштабы вертикальной миграции установлены в Западной Сибири также по палинологическим данным [198]. В юрском продуктивном комплексе на целом ряде месторождений (Даниловское, Упинское, Яхлинское, Пахромское, Лукашкин Яр, Ем-Еговское, Салымское и другие) встречена микрофлора древне- и раннепалеозойского возраста. Нефти юрского комплекса содержат палинологические остатки или вмещающих пород, или подстилающих палеозойских, иногда триасовых. Нередко содержание миграционной формы микрофлоры превышает 50% от ее общего содержания, а порой достигает 100%. Последнее характерно для бортовых частей низменности Березовского, Шаимского и Алек-

сандровского районов, т.е. для районов сочленения платформы со складчатым Уралом.

В неокомском нефтегазоносном комплексе на месторождении Малый Атлым, расположенном в непосредственной близости от Атлымских дислокаций, среди споры и пыльцы выделяются: нижнемеловые – 50%; юрские и триасовые – 30%, верхнепалеозойские – 10%; нижнепалеозойские – 7%. На Малобалыкском месторождении основная масса споры и пыльцы – мелового возраста, 12–15% – юрского и 10–15% – нижнепалеозойского. На Мегионском месторождении: 75% – нижнепалеозойские формы и не более 20% – меловые. В альб-сеноманском комплексе на Еременской площади в составе микрофлоры выделены: 80% – меловые; 5–7% – юрские; 2% – верхнепалеозойские. На Ем-Еговской площади: 39 % – меловые и около 50% – более древние миграционные формы.

Общие закономерности миграционных форм микрофоссилий, отмеченные в работах К.Р.Чепикова с соавторами [198], сводятся к следующему: 1) в отложениях от коры выветривания палеозойских пород до апт-сеноманских отложений выделяется «местная» и «миграционная» части; 2) «конденсаты газовых месторождений вплоть до сеноманских, отстоящие от юрских более чем на 3–4 км, также всегда содержат заметное количество древнепалеозойских форм»; 3) особенностью вертикальной миграции микрофоссилий в Западной Сибири является приуроченность к крутым крыльям структур и близость к разрывным нарушениям, т.е. к ослабленным участкам с потенциально лучшими фильтрационными свойствами в вертикальном направлении; 4) другой особенностью вертикальной миграции является то, что вверх по разрезу количество миграционных форм уменьшается.

Основные выводы

1. В центральных районах Западно-Сибирского НГБ глубокие горизонты имеют пластово-блоковое строение, что проявляется как в естественных, так и в нарушенных условиях. На такое строение указывает неоднородность поля пластовых давлений, проявляющаяся нередко в разнонаправленных градиентах пластовых давлений и минерализации, гидрохимического, теплового и других полей.

2. Имеются многочисленные факты, указывающие на широкие процессы вертикальной палеомиграции (возможно и современной), что доказывает активную роль фундамента в формировании глубоких флюидов.

3. Существование блоков невозможно без существования флюидодинамически непроницаемых или слабопроницаемых различно ориентированных границ между отдельными частями разреза.

4. Контрастность пластово-блокового строения уменьшается вверх по разрезу и практически не проявляется в отложениях апта–сеномана.

5. Пластово-блоковое строение исключает возможность региональных потоков в центральных погруженных частях бассейна. Латеральные потоки имеют местное значение и могут существовать только в пределах блоков. В глубоких частях разреза осуществляется преимущественно вертикальная эпизодическая миграция, источником питания которой является фундамент и, вероятно, кора и верхняя мантия.

6. Элизионные процессы не влияют на формирование поля пластовых давлений в разрезе бассейна.

Глава 8

ФЛЮИДОДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОГО НГБ

8.1. Геологическое строение

Среди обширной Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции рассматривается только северная часть Печорского НГБ. На западе он ограничивается Колвинским мегавалом, на востоке – валом Сорокина, на севере – Печорским морем, а на юге – грядой Чернышева.

В геологическом строении Печорской синеклизы принимают участие породы верхнепротерозойского фундамента и палеозойско-кайнозойского осадочного чехла. Работа посвящена глубоким нефтегазоносным горизонтам. Поэтому только геологическому строению нижних частей разреза будет уделено внимание в объеме, необходимом для решения поставленных задач. Верхние части разреза рассмотрены относительно кратко.

Фундамент сложен метаморфизованными сланцами, кварцито-песчаниками, кварцитами, доломитами и известняками рифейского возраста. В ряде мест они прорваны интрузиями кислого, среднего и основного состава. В пределах Тиманской гряды и Уральского кряжа породы фундамента выходят на поверхность.

В строении осадочного чехла рассматриваемой территории принимают участие отложения вендского и нижнекембрийского (?), ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, пермского, триасового, юрского, мелового и кайнозойского возрастов (рис.8.1) [64, 180].

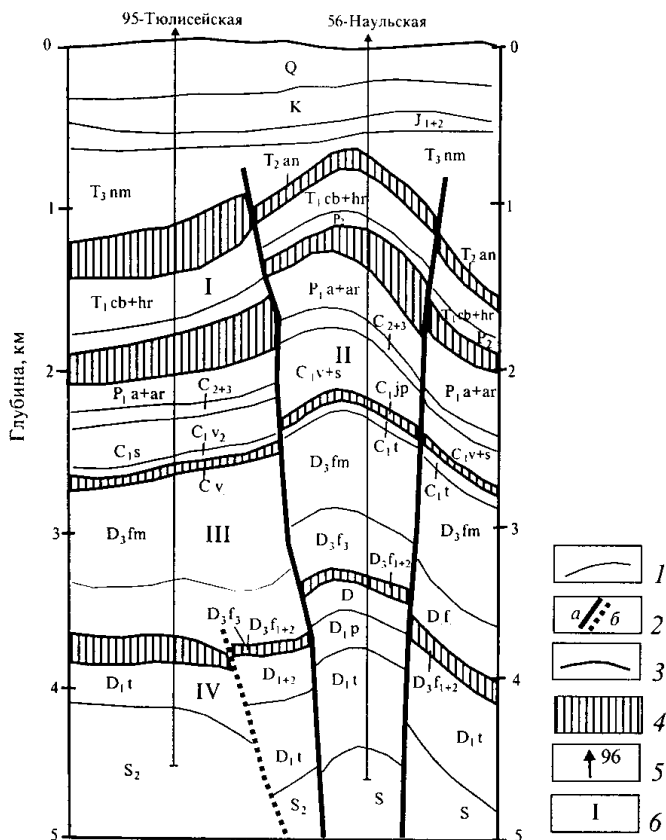


Рис. 8.1. Поперечный геолого-гидрогеологический разрез вала Сорокина
(по А.В.Корзун [100])

1 – стратиграфические границы; 2 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – границы водоносных комплексов; 4 – слабопроницаемые толщи (водоупоры); 5 – скважина и ее номер; 6 – водоносные комплексы: I – верхнетриасовый, II – верхнедевонско-артинский, III – верхнефранско-турнейский, IV – силурийско-нижнедевонский

Палеозойская группа – PZ

Эта группа в изучаемом районе представлена всеми системами. Породы большинства из них являются карбонатными (силур – нижняя пермь). Терригенные образования слагают значительно меньший объем (кембрийская система(?), среднедевонский, верхнепермский отделы).

Кембрийская система – Є

Вендско-нижнекембрийские отложения изучены на Тиманской гряде и Уральском кряже, в данном районе не вскрыты скважинами и выделены условно по геофизическим данным. Они предположительно развиты в Печорском артезианском бассейне, неповсеместно и несогласно залегают на рифейском фундаменте. Максимальная мощность наблюдается в относительно погруженных участках фундамента и составляет от 50 до 450 м.

Ордовикская система – О

Отложения ордовикского возраста, залегающие несогласно на подстилающих кембрийских или рифейских отложениях, представлены в нижней части разреза (нижний отдел и низы среднего ордовика) песчано-глинистыми, выше (верхи среднего отдела и верхний ордовик) – карбонатными и карбонатно-глинистыми образованиями с прослоями эвапоритов.

Силурийская система – S

Силурийские отложения распространены на всей территории Печорской синеклизы. Они выходят на дневную поверхность на Урале, Пай-Хое, грядах Чернышева и Чернова и подразделяются на два отдела. Нижнесилурийские (S_1) отложения представлены сероцветными массивными доломитами, глинистыми и доломитизированными известняками с прослоями сульфатов, аргиллитов и мергелей. Их мощность в пределах Хорейверской впадины 300–600 м, в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны она доходит до 1000 м. Верхнесилурийские (S_2) отложения образованы переслаиванием известняков, доломитов, мергелей и песчаников. В Хорейверской впадине значительная часть верхнесилурийских пород отсутствует. Общая мощность силурийских отложений составляет около 1000 м.

Девонская система – D

Девонские отложения представлены тремя отделами, с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на породах различных горизонтов ордовикской и силурийской систем. Образования девонского возраста отличаются значительной фациальной изменчивостью, сильными колебаниями мощности и стратиграфической полноты разрезов. Они представлены как терригенными (пражский ярус нижнего девона, средний девон и нижнефранский подъярус верхнего девона), так и карбонатными (нижний и верхний девон) отложениями. Общая мощность составляет более 2000 м.

Нижний отдел – D₁

Нижнедевонские отложения имеют ограниченное распространение в Печорской синеклизе, вскрыты на юге Лайского вала, Печоро-Кожвинском мегавале и в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны. Они выделяются в объеме лоховского (D_{1l}) и пражского (D_{1p}) ярусов. Нижний состоит из трех различных по литологическому составу толщ: карбонатной, терригенно-карбонатной и ангидрито-доломитовой. Породы пражского возраста согласно залегают на отложениях лоховского яруса и представлены переслаивающейся толщей мергелей, аргиллитов, глинистых известняков и ангидритов. Мощность достигает 1000 и более метров.

Средний отдел – D₂

Отложения среднего отдела трансгрессивно, с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на додевонских или нижнедевонских образованиях и резко отличаются от них по литолого-фациальным признакам. Они распространены в пределах Печорской плиты крайне неравномерно – отсутствуют на юге Тимана, в северной части Ижма-Печорской впадины, а также в Хорейверской впадине, Варандей-Адзвинской структурной зоне и на выступах фундамента Коввинского мегавала. Среднедевонские отложения представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Их характерной особенностью является распространение относительно мощных, до 20–40 м, пластов мономинерально-кварцевых, безглинистых и в основном бескарбонатных песчаников. Максимальные мощности, до 1500 м, отложения имеют в районе Печоро-Кожвинского мегавала.

Верхний отдел – D₃

Отложения залегают на среднедевонских или более древних породах со стратиграфическим и угловым несогласием и имеют повсеместное распространение в Печорской синеклизе. В них выделяется фаменский (D_{3fm}) и франский (D_{3f}) ярусы. По литологическому составу можно выделить две толщи: нижнюю – маломощную терригенно-карбонатную и верхнюю – карбонатную с мощностью до 1000 м. Отдельные стратиграфические подразделения имеют весьма невыдержанную мощность и фациально весьма неоднородны.

Франский ярус – D_{3f}

В нем выделяют три подъяруса, которые расчленяются снизу вверх на несколько горизонтов. Он отличается наибольшей фациальной изменчивостью в плане и в разрезе.

Снизу вверх выделяются: пашийский, кыновский и саргаевский горизонты ($D_3p+kn+sr$), представленные аргиллитами (глинами) с большими прослоями алевролитов и песчаников. Семилукский горизонт (D_3sm) состоит из отложений доманиковой свиты (D_3dm) – битуминозно-кремнисто-глинистых известняков и доломитов с прослоями глинисто-алевритовых пород или представлен мелководно-шельфовым и рифовым типами разрезов. Мощность горизонта составляет 10–20 м в первом случае и 100–200 м во втором. Вышезалегающие ветлосянский, сирачойский, евлановский и ливенский горизонты ($D_3vt+sr+ev+lv$) образуют толщу, которая состоит из переслаивания известняков различного генезиса, доломитов, прослоев ангидрита и аргиллитов, песчано-глинистых отложений и глинистых известняков с общим преобладанием карбонатных пород. Для семилукско-верхнефранских отложений характерно развитие рифогенных построек, что обуславливает сильную фациальную изменчивость в связи с наличием в это время изометричных депрессий, линейных авлакогенов, мелководного шельфа и изолированных от шельфа банок, что в свою очередь определяет изменчивость емкостных и фильтрационных свойств отложений. Мощность отложений составляет 300–600 м.

Фаменский ярус – D_3fm

Эти отложения в северо-западной части бассейна залегают на породах франского яруса со стратиграфическим несогласием. Это в основном переслаивание карбонатных отложений с редкими прослоями ангидритов и аргиллитов. В фаменское время также предполагается наличие рифогенных построек. Мощность до 500–800 м.

Каменноугольная система – С

Отложения каменноугольной системы согласно залегают на породах фаменского возраста и представлены всеми тремя отделами.

Нижний отдел – C_1

В составе нижнекаменноугольных образований выделены три яруса: турнейский (C_1t), визейский (C_1v) и серпуховской (C_1s). Турнейские отложения представлены известняками и доломитами с прослоями аргиллитов, реже – алевролитов и песчаников. Они распространены не повсеместно (например, отсутствуют в Хорейверской впадине). Визейский горизонт состоит из двух пачек: нижняя – это аргиллиты с прослоями глинистого известняка или песчаники (яснополянский надгоризонт – C_1jr), верхняя – карбонатные породы (окский надгоризонт – C_1ok). Серпуховской ярус (C_1s) характеризуется распространением в разрезе

ангидритов и доломитов нерасчлененных тарусского и стешевского горизонтов (C_1tr-st) мощностью 40–150 м и известняков протвинского горизонта (C_1pr) мощностью 40–80 м. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений – 400–600 м.

Средний отдел – C_2

Образования среднекаменноугольного возраста согласно залегают на породах нижнего отдела. Выделяются в объеме башкирского (C_2b) и московского (C_2m) ярусов. Они представлены карбонатной толщей известняков и доломитов, в нижней части разреза содержат прослои мергелей и аргиллитов. Мощность 30–50 м, редко 100 м.

Верхний отдел – C_3

Эти отложения распространены крайне неравномерно, они полностью отсутствуют в пределах крупных отрицательных тектонических структур, а также частично на валах. Представлены органогенно-обломочными известняками, часто окремненными. Максимальные мощности – до 200 м на западе Печорской синеклизы.

Пермская система – Р

Пермские породы перекрывают разновозрастные каменноугольные образования и выделяются в объеме нижнего и верхнего отделов. Они характеризуются стратиграфической полнотой, за исключением юго-западной части Варандей-Адзвинской структурной зоны. В нижней части разреза пермские отложения – карбонатно-терригенные, в верхней – терригенные, накопление которых связано с орогенными процессами при закрытии Уральского палеоокеана.

Нижний отдел – P_1

Выделяются все ярусы в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой: ассельский (P_1as), сакмарский (P_1s), артинский (P_1a) и кунгурский (P_1k).

Первые три яруса не расчленены и представляют собой единую карбонатно-терригенную толщу. Это сероцветные известняки с примесью глинистого, реже алевритистого материала. Количество терригенной примеси увеличивается снизу вверх до появления в артинских отложениях прослоев глин и песчаников. Общая мощность – около 300–400 м.

Кунгурские отложения являются образованиями внутриконтинентального морского бассейна. Это терригенные породы, в основном сероцветные пиритизированные аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями известняков и доломитов. Общая мощность 170–200 м.

Верхний отдел – P_2

Верхнепермские отложения залегают на кунгурских без видимого стратиграфического несогласия и представлены всеми тремя ярусами: уфимским (P_{2uf}), казанским (P_{2kz}) и татарским (P_{2t}). На территории Печорской синеклизы эти отложения представлены терригенными породами континентального и лагунно-континентального генезиса. Выделяют два типа разрезов: на севере установлены сероцветные терригенные породы, на юге и в Предуральском краевом прогибе – серо-красноцветные.

В разрезе уфимских (P_{2uf}) отложений преобладают песчаники с растительными остатками, фауной морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. Казанские (P_{2kz}) и татарские (P_{2t}) отложения представлены нерасчлененной толщей песчано-алеврито-глинистых пород. В северном направлении происходит уменьшение мощности за счет выпадения из разреза казанских и татарских отложений. Общая мощность пермских образований 400–500 м.

Мезозойская группа – MZ

Отложения мезозойской группы залегают со стратиграфическим, а иногда и с угловым несогласием на породах пермской системы. В составе группы по органогенным остаткам установлено присутствие триасовых, юрских и меловых отложений с максимальной мощностью около 700 м.

Триасовая система – T

Триасовые отложения в Печорской синеклизе имеют широкое распространение, выделяются в объеме всех трех отделов. В районе Печорского нефтегазоносного бассейна триасовый разрез расчленен на четыре свиты (снизу вверх): чаркабожскую (T_{1cb}), харалейскую (T_{1hr}), ангуранскую (T_{2an}) и нарьян-марскую (T_{3nm}). Он представлен толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин с уменьшением песчанности в северном направлении. Причем наблюдается увеличение глинистости вверх по разрезу – первые два яруса сложены глинами мощностью 450–500 м, ангуранские отложения представлены пестроцветной пачкой алевролитов и песчаников мощностью 130–170 м, а верхнетриасовые отложения являются сероцветной толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин мощностью 300–750 м.

Юрская система – J

Юрские отложения перекрывают со стратиграфическим и угловым несогласием нижележащие терригенные толщи триаса. Породы юрского возраста делятся на два литолого-стратиграфических комплекса. Нижний – алеврито-песчаные отложения озерно-аллювиального генезиса и прибрежных равнин мощностью 200–250 м, периодически заливаемых морем (средний и нижний нерасчлененные отделы юры – J_{1-2}). Верхний комплекс – морской. Он сложен преимущественно глинистыми отложениями с редкими прослоями песчаников и алевролитов (J_3) мощностью около 100 м.

Меловая система – K

В северной части Печорской синеклизы присутствуют отложения только нижнего отдела меловой системы, которые согласно залегают на породах юры.

В нижней части разреза нижнемеловые отложения представлены главным образом серыми глинами с прослоями тонкозернистого алевролита. Встречаются прослой угля. Вверх по разрезу глины сменяются переслаиванием песчаников и алевролитов и далее – чистыми песчаниками. Верх разреза нижнемеловых отложений слагают породы континентального генезиса, как правило, пески и глины. Мощность отложений 200–250 м.

Кайнозойская группа – KZ

Отложения кайнозойского возраста повсеместно распространены в Печорской синеклизе. Яркой особенностью разреза является чередование горизонтов валунных суглинков ледникового генезиса с толщами алевролитов, песков и галечников, сформировавшихся в обстановке бассейнового осадконакопления, морской на севере и озерно-ледниковой на юге [166].

Наиболее древние нижнеплейстоценовые валунно-галечные отложения локализованы в эрозионных врезках, характеризуются высокой плотностью и глубоким гепергенезом обломков [166]. Выше залегают глины и алевролиты с морской фауной. Венчают нижнеплейстоценовый разрез моренные отложения. Вышележащие среднеплейстоценовые отложения представлены различными ледниковыми образованиями. Верхнеплейстоценовые отложения начинаются морскими осадками и закан-

чиваются образованиями бореальной трансгрессии, сохранившимися в крупных речных долинах. Послеледниковые (голоценовые) отложения в северной части – это осадки морских террас и аллювиальные толщи. Они представлены серо-желтыми кварцевыми песками, реже супесями с прослоями галечников. Мощность четвертичных отложений изменяется от первых метров на Тимане до 250–300 м в отдельных впадинах синеклизы. Средние мощности составляют 100–125 м в приморской части синеклизы и 25–30 м на ее юге.

В пределах Печорского НГБ широко развиты многолетнемерзлые породы (ММП), которые имеют сплошной, прерывистый, массивно-островной и островной характер распространения. Изучаемый район попадает в область сплошного распространения ММП. Сквозные талики здесь не встречаются, за исключением таликов озер Малый и Большой Торавей и реки Черной. По вертикальному строению и мощности мерзлых пород в его пределах выделяются три области: Ижма-Печорская, Большеземельская и Печоро-Предуральская. Рассматриваемая нами территория попадает в Большеземельскую область, захватывая ее северную и центральную части. В северной части Большеземельской области распространены однослойные ММП со средней мощностью 150–300 м (на водоразделах 400–500 м – верховья р.Колвы). В центральной части этой области ММП имеют двуслойное строение и протягиваются полосой шириной около 100 км от р.Печоры до гряды Чернышева на востоке. Мощность верхнего многолетнемерзлого слоя составляет 50–100 м. На отдельных участках он сливается с погребенным (нижним) слоем ММП, который имеет мощность 500–600 м. Глубина залегания кровли реликтового горизонта мерзлых пород 80–150 м, на водоразделах – 150–200 м. Мощность реликтового слоя 250–500 м и более.

8.2. Тектоника

Тектоническое районирование Печорской синеклизы проводится по среднему структурному этажу, мощность которого составляет 70% от мощности осадочного чехла, в пределах которого выделяется ряд структур 1-го порядка [32].

Колвинский мегавал расположен в центральной части Печорской синеклизы и представляет собой крупный (длина более 300 км, ширина

30–40 км), сложнопостроенный, линейный, инверсионный палеоавлакоген северо-западного простирания. Он ограничен разломами непрерывного проявления, которые заложилась в рифее; амплитуда их до 800 м. В верхних частях осадочного чехла разломы переходят во флексуры.

Хорейверская впадина выделяется на северо-востоке Печорской синеклизы. Впадиной ее называют с некоторой долей условности из-за наличия обрамляющих ее резких положительных форм, отделенных высокоамплитудными тектоническими нарушениями. На западе это Колвинский мегавал, на востоке и северо-востоке – вал Сорокина, на юго-востоке и юге – гряда Чернышева.

Вал Сорокина по кровле карбонатов пермского возраста выражен как узкий длинный горст [32], простирающийся в северо-западном направлении более чем на 200 км при ширине 8–10 км. От Хорейверской впадины он отделяется Варандейским разломом северо-западного направления (см. рис.8.1). Амплитуда поднятия фундамента по разлому достигает 0,5–0,8 км, по кровле каменноугольных отложений – 0,3–0,4 км. Западное крыло вала на всем протяжении ограничено разрывным нарушением, восточное – только в районе от Наульской и до Ярейягинской структур.

Все разрывные нарушения Печорской плиты ориентированы в четырех направлениях: северо-западном, северо-восточном, субмеридиональном и субширотном. По возрасту заложения разломы разделяют на рифейские, раннепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские и кайнозойские.

Рифейские разломы имеют, как правило, северо-западную ориентировку. Амплитуда вертикальных смещений по разломам изменяется от 200–300 до 1000–1500 м. Характерной особенностью этих разломов является их активность в течение всей геологической истории. Современные движения фиксируются в рельефе в виде прямолинейных границ [100].

Разломы раннепалеозойского возраста имеют северо-восточную ориентировку. Максимальные амплитуды горизонтальных движений составляют 15–20 км. Эти разломы были малоактивны, и только в раннем мезозое по большинству из них происходили подвижки.

Разрывные нарушения позднепалеозойско-раннемезозойского заложения – разнонаправленные. Они имеют, как правило, дугообразную или извилистую форму. Амплитуды горизонтальных смещений около 0,5–2 км.

Кайнозойские тектонические нарушения делятся на две группы. Первые связаны с активизацией древних глубинных разломов и, соответственно, имеют северо-западное или северо-восточное простирание. Развитие второй определено ростом неотектонических структур [100].

Встречаются также широтные разломы, имеющие протяженность 250–300 км, которые протягиваются от Тимана до Урала.

Неотектонический этап развития Печорской синеклизы определялся наличием подвижек нескольких типов. Оживление синеклизы началось в олигоцене, и преобладающим было восходящее движение. Минимальная амплитуда неотектонического поднятия в течение миоцена и раннего плиоцена севера Печорской синеклизы составляет 1200 м. В позднем плиоцене началась нисходящая стадия и происходило накопление глинистых осадков. В четвертичное время происходит чередование кратковременных поднятий и опусканий с общей тенденцией к воздыманию. Суммарное неотектоническое поднятие территории оценивается в 1000–1200 м.

8.3. Гидрогеологические условия

Печорский артезианский бассейн входит в состав Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Он является внутренней областью, что исключает возможность оценки краевых зон как региональных областей питания (Урал, Тиман) для внутренних районов бассейна, которые к тому же изучены весьма слабо. В этой части книги освещены только нижние части разреза в объеме, необходимом для решения поставленных задач. Гидрогеологическое описание и гидрогеологическая стратификация разреза приводятся по результатам исследований, приведенных в работах [26, 100].

На территории Печорской плиты выделяются следующие гидрогеологические районы и системы артезианских бассейнов первого порядка: Печорская система артезианских бассейнов; Канино-Тиманский складчатый бассейн трещинных и артезианских вод; Уральская горно-складчатая область трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод. Согласно схеме гидрогеологического районирования (И.С.Габовича), Печорская система артезианских бассейнов, или Печорский артезианский бассейн, или Большеземельско-Печорский артезианский бассейн

(И.С.Зайцев, Н.К.Толстихин, Б.Н.Любомиров и др.) выделен в пределах Печорской синеклизы, и на западе примыкает к Канино-Тиманскому бассейну трещинных вод, на востоке – к Предуральскому артезианскому бассейну. Южный контур ограничивается стыком Предуральского краевого прогиба и Тиманского кряжа.

В пределах собственно Печорского артезианского бассейна выделяют два артезианских бассейна второго порядка: Ижма-Печорский и Большеземельский, которые в свою очередь, в соответствии со структурным планом и тектоническим районированием, могут быть разделены на гидрогеологические подразделения более низких порядков. Так, Большеземельский артезианский бассейн охватывает территорию трех различных нефтегазоносных областей: Печоро-Кожвинскую, Хорейверскую и Варандей-Адзвинскую.

В соответствии с принципами выделения гидродинамических этажей [26], в пределах северной части Печорского артезианского бассейна могут быть выделены все четыре этажа.

Первый гидродинамический этаж охватывает верхнюю часть разреза, нижней границей для него являются регионально распространенные многолетнемерзлые породы, которые выполняют роль непроницаемой толщи (мезозойско-кайнозойский гидродинамический этаж).

Второй гидродинамический этаж охватывает большую часть разреза, сложенную породами мезозойской эпохи и верхнедевонской, каменноугольной и пермской систем, выходящими на дневную поверхность на склонах Урала и Тимана. Нижней границей являются регионально распространенные глинистые отложения кыновско-саргаевского возраста (верхнедевонско-триасовый гидродинамический этаж).

В третий гидродинамический этаж входят отложения, залегающие ниже кыновско-саргаевского водоупора до границы с фундаментом (ордовикско-нижнефранский гидродинамический этаж).

В качестве четвертого гидродинамического этажа могут рассматриваться метаморфические складчатые образования рифейско-нижнекембрийского фундамента (рифейско-нижнекембрийский гидродинамический этаж).

Верхнеюрско-меловая водоупорная толща (J₃-К)

Толща выделяется в объеме разнинской и поромесской свит и неоккома, развита практически на всей территории нефтегазоносного бассейна. Сложена преимущественно глинистыми образованиями. Примесь песчаных и алевроитовых пород – не более 20%, причем в южном, вос-

точном и западном направлении количество примеси увеличивается. Общая мощность комплекса до 350 м.

Юрский водоносный комплекс (J)

Комплекс развит в основном на севере Печорского нефтегазоносного бассейна и сложен терригенными породами. Мощность 200–300 м. Комплекс очень слабо изучен.

Верхнепермско-триасовый водоносный комплекс (P₂-T)

Этот водоносный комплекс развит повсеместно на территории Печорского артезианского бассейна и состоит в основном из песчано-глинистых отложений, сформированных в условиях регрессии моря. Позднепермская толща представляет собой чередование песчаников и глинистых разностей. Триасовые отложения – это толща континентальных терригенных осадков. Стратиграфическая полнота комплекса сильно варьирует. Так, на севере вала Сорокина отсутствуют верхнепермские отложения, а на юге – средне- и верхнетриасовые. Мощность также сильно меняется от 200 м на юге до 1500 и более метров на севере. Нефтегазоносный комплекс характеризуется линзовидным строением, резкой невыдержанностью хорошо проницаемых зон. Это определяет широкий диапазон пористости – 10–20%, и проницаемости – 100–600 фм². Глинисто-алевритовые толщи верхнего триаса мощностью 20–50 м являются верхней локально распространенной водоупорной толщей. Пластовые воды имеют минерализацию от 5 г/дм³ (в районах, примыкающих к Уралу) до 100 г/дм³ (Шапкино-Юрьяхинский вал).

На севере верхняя часть этого комплекса мощностью несколько сотен метров расположена в зоне многолетнемерзлых пород и является относительным водоупором.

Нижнепермская (кунгурская) водоупорная толща (P₁kg)

Толща выделяется на территории всего Печорского НГБ в объеме терригенного комплекса ранне- и позднеартгинского возраста и глинисто-галогенного комплекса кунгура. По литологии выделяют два типа: к северо-востоку от Печоро-Кожвинского мегавала это преимущественно глинистые и глинисто-алевритовые породы, а на юге и юго-востоке Печорского бассейна – карбонатно-терригенно-галогенно-сульфатные образования. Мощность водоупора сильно меняется в пределах бассейна и определяется стратиграфической полнотой разреза [134]. На севере вала Сорокина, юге Хорейверской впадины и Колвинского мегавала произошло опесчанивание разреза, что привело к ухудшению экраняющих свойств отложений.

Верхневизейско-артинский водоносный комплекс ($C_1v_3-P_1ar$)

Комплекс является одним из наиболее мощных и широко распространенных в Печорском бассейне. Комплекс преимущественно карбонатный – известняки и доломиты. Мощность колеблется от первых десятков до 2000 и более метров. В нижней его части – мощные пачки (до 300м) высокопористых выщелоченных и закарстованных известняков. В низах пермских отложений распространены органогенно-обломочные известняки с рифовыми постройками. В результате различных стадий катагенеза – перекристаллизации, выщелачивания, доломитизации и других, сформировалось мозичное распределение фильтрационно-емкостных свойств, пористость – от 10 до 34%, проницаемость 50–700 м^2 – определяется трещиноватостью и кавернозностью пород. Пластовые флюиды относятся преимущественно к рассолам хлоридно-натриевого типа с минерализацией 40–170 г/дм^3 .

Визейская водоупорная толща (C_1v_1)

Этот относительный водоупор выделяется в объеме малиновского и яснополянского надгоризонтов. Повсеместно развит в Варандей-Адзвинской структурной зоне, Печоро-Колвинском авлакогене, в пределах Хорейверской впадины распространен фрагментарно. Мощности незначительные, до 50–70 м. Сложен глинисто-песчаными отложениями, на отдельных участках является коллектором с залежами УВ (Наульское, Югидское, Вуктыльское и другие месторождения).

Верхнефранско-турнейский комплекс ($D_3f_3-C_1t$)

Комплекс включает в себя отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона, причем последний имеет неповсеместное распространение. Породы Хорейверской впадины турнейского и верхнефаменского возраста в пределах изучаемой территории отсутствуют. Особенностью этого комплекса является исключительное разнообразие слагающих его пород, резкая смена мощности в разных структурно-фациальных зонах. В составе присутствуют карбонатные, карбонатно-глинистые, песчано-алевритовые, сульфатные и кремнисто-глинисто-карбонатные породы.

Интересными являются широко распространенные рифогенные постройки (Южно-Баганская, Сандивейская, Мусюршорская, Верхнеколвинская, Центрально-Хорейверское поднятие, Сюрхаратинская и другие), что обуславливает резкую смену литологического состава и, соответственно, изменение мощности наиболее проницаемой части комплекса от 1000 до 500 м.

Максимальной мощности, до 2700 м, комплекс достигает в пределах Средне-Печорского поднятия. На рассматриваемой территории мощность комплекса выдержанная и колеблется от 1000 до 1500 м. Лучшими фильтрационно-емкостными свойствами обладают доломиты и известняки с пористостью до 17–20% и проницаемостью до $80\text{--}130 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Воды хлоридно-натриевого типа с минерализацией 100–200 г/дм³. Состав водорастворенных газов метановый, азотно-метановый, реже метаново-азотный.

Кыновско-саргаевская (нижнефранская) водоупорная толща (D₃ kn-sr)

Нижнефранский относительный водоупор выделяется, как правило, в объеме кыновского и саргаевского горизонтов верхнего девона и служит верхним региональным водоупором для среднедевонско-нижнефранского комплекса, а в случае его отсутствия – для более древних водоносных комплексов. Отложения распространены практически на всей территории Печорского бассейна. Максимальная мощность (до 1000 м) и стратиграфическая полнота наблюдаются в центральной и северной частях Печоро-Кожвинского авлакогена. Закономерное уменьшение мощности до 10–50 м и резкое сокращение в нижней части стратиграфического объема (вплоть до полного отсутствия кыновских отложений) происходит в северо-восточном и южном направлениях. В этих преимущественно глинистых отложениях встречаются прослои песчано-алевритовых и карбонатных разностей, которые заметно ухудшают экранирующие свойства относительного водоупора. Увеличение песчаности отложений происходит в тех же направлениях, что и мощности. Все это свидетельствует об ухудшении экранирующих свойств водоупора на юге и востоке Печорского бассейна.

Среднедевонско-нижнефранский водоносный комплекс (D₂–D₃f₁)

Среднедевонско-нижнефранский терригенный водоносный комплекс состоит из отложений эйфельского и живетского ярусов среднего девона, а также пашийского горизонта верхнего девона. Современные площади развития этого комплекса, его стратиграфический объем и мощность предопределены размерами и амплитудой предкыновского размыва. Комплекс полностью отсутствует в Хорейверской впадине, юге Усинского вала и в Варандей-Адзвинской зоне. В пределах изучаемой территории встречается на Колвинском мегавале в сокращенном объеме (без отложений эйфельского яруса). Максимальные мощности зафиксированы в Печоро-Кожвинском авлакогене (до 1000 м). Флюидовмещающими породами в основном являются песчаники с прослоями глин и

аргиллитов, реже карбонатные породы. Песчаные пласты сложены кварцевым, хорошо окатанным материалом и обладают высокими емкостно-фильтрационными свойствами – пористость 16–27%, проницаемость до 2000 фм². Верхним регионально выдержанным относительным водоупором служат глины, мергели и глинистые известняки кыновского и саргаевского горизонтов верхнего девона.

Пластовые флюиды относятся к крепким рассолам хлоридно-натриевого типа с минерализацией 100–250 г/дм³. Состав водорастворенных газов метановый, реже азотно-метановый.

Ордовикско (силурийско)-нижнедевонский водоносный комплекс (O–D₁)

Комплекс развит в пределах всего Печорского бассейна. При заметном преобладании карбонатных толщ формационный состав комплекса очень разнообразен. Снизу вверх происходит смена пород разного генезиса – от континентальных терригенных (O₁–O₂) через лагунно-морские терригенно-карбонатно-галогенные (O₂–O₃) к морским карбонатным (S–D₁). На поверхность ордовикские, силурийские и нижнедевонские толщи выходят лишь на западном склоне Урала и в пределах гряды Чернышева. Максимальная мощность – 1500–2500 м – в пределах Предуральского прогиба. Фильтрационно-емкостные свойства пород невысокие, пористость не превышает 16%, а проницаемость 15 фм².

В пределах Колвинского мегавала отложения комплекса вскрыты на глубинах 3000–4000 м. Верхним относительным водоупором служат глинисто-карбонатные, глинистые и сульфатные отложения нижнего девона. В пределах Хорейверской впадины, где отложения нижнего девона отсутствуют, относительным водоупором служит кыновско-саргаевская глинистая толща.

Воды комплекса в пределах Хорейверской впадины относятся к крепким рассолам хлоридно-натриевого типа с минерализацией 130–190 г/дм³. В целом для вод характерно высокое содержание брома – 360–600 мг/дм³. Водорастворенные газы относятся к азотно-метановым с содержанием метана 60–75%. Отмечается высокое содержание тяжелых углеводородов, до 8,3%. Газовый фактор изменяется от 0,8 до 1,1 м³/м³.

Вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс (V–Є)

Водовмещающими являются терригенные отложения, представляющие собой переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. Верхним водоупором являются глинистые отложения падунской свиты. Пластовые воды по химическому составу относятся к хлоридно-натриевому типу с минерализацией до 200–250 г/дм³. Воды сильно мета-

морфизованы ($rNa/rCl - 0,55-0,79$). Характерным признаком вод этого комплекса является достаточно высокое содержание брома, до 1200 мг/дм^3 .

Рифейский водоносный комплекс (R)

Водовмещающими являются преимущественно песчаные, реже карбонатные породы дорогорской и уфтыгской свит. Нижним водопором служат глинистые отложения пизской свиты, верхним – низы венда [161]. Пластовые воды этого комплекса характеризуются минерализацией от 117 до 150 г/дм^3 .

Таким образом, основными особенностями, несомненно, влияющими на формирование глубоких флюидов, являются: 1) наличие крупных и мелких структурных элементов, отделенных друг от друга тектоническими разрывными нарушениями, нередко со значительной амплитудой смещения (до 800 м), что сопоставимо или превышает мощность крупных стратиграфических элементов; 2) широкая сеть различно ориентированных разрывных нарушений разного возраста разбивает территорию на систему блоков; 3) значительные неотектонические движения, имеющие колебательный, волновой и дизъюнктивный характер, влияют на напряженное состояние пород; 4) преимущественно карбонатный разрез (более 90% мощности чехла) и отсутствие мощных толщ глинистых отложений исключают возможность значимого влияния элизионных процессов на формирование глубоких подземных флюидов; 5) наличие многолетнемерзлых пород имеет принципиальное значение в формировании глубоких флюидов, так как в значительной мере ограничивает роль периферии как источника современного инфильтрационного питания и исключает возможность внутренних источников инфильтрационного питания и исключает возможность внутренних источников инфильтрационного питания.

8.4. Методы, используемые при анализе флюидодинамических особенностей глубоких горизонтов Печорского НГБ

В отличие от Западно-Сибирского НГБ плотность глубоких флюидов существенно меняется по площади и разрезу, что вызывает необхо-

димось приведения пластовых давлений по всему изучаемому разрезу к единой плоскости сравнения. С целью приведения пластовых давлений с оценкой погрешности приведения для каждой структуры в отдельности строились графики $\rho(H)$ и $P_{пл}(H)$. Затем оценивалась погрешность приведения с учетом выбора плоскости сравнения и возможность использования приведения давлений для каждой отдельно взятой структуры. Поле точек на графиках $\rho(H)$ ограничивалось прямыми линиями, что упрощало расчеты и повышало их «инженерный запас надежности».

Плоскость сравнения была выбрана единая для всех рассматриваемых комплексов на глубине -2400 м (средняя часть хорошо изученного интервала).

Проиллюстрируем вышесказанное на примере некоторых месторождений вала Сорокина. На рисунке 8.2 приведены графики изменения плотности с глубиной, а в таблице 8.1 коэффициенты эмпирических прямых и значения погрешности приведения для всех структур изучаемой территории, а выборочно – для некоторых структур, но по всем скважинам для каждой из них, приведены в таблице 8.2.

Погрешность приведения оценивалась для двух плоскостей: -2400 м и -4000 м. При этом, как и следовало ожидать, положение плоскости срав-

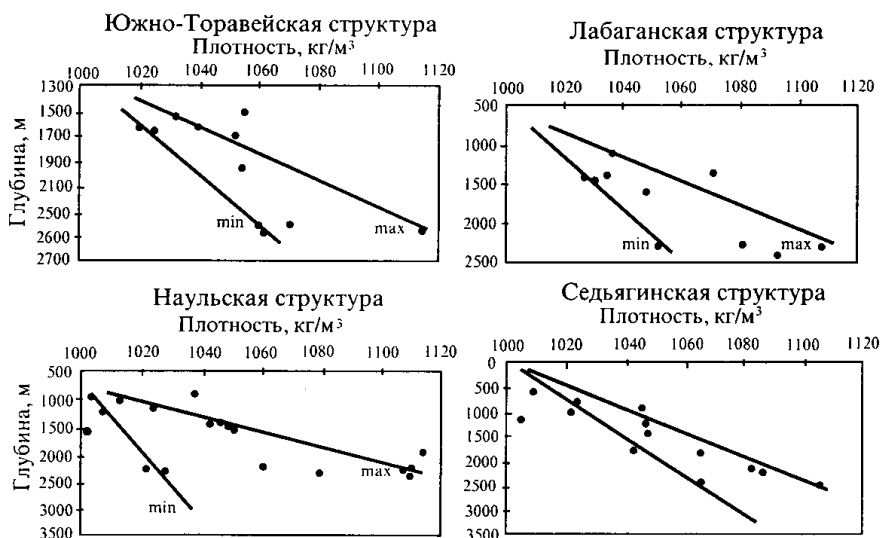


Рис. 8.2. Изменение плотности воды с глубиной для некоторых структур вала Сорокина

Таблица 8.1

**Угловые коэффициенты эмпирических уравнений прямых $p-Z$ и погрешности
приведенных давлений**

| Название площади | Коэффициент уравнения $1 \cdot 10^{-5}$ | | Погрешность приведения, МПа |
|-----------------------------|--------------------------------------------|----------|-----------------------------------|
| | минимум | максимум | |
| Вал Сорокина | | | |
| Варандейская | 2,4 | 4,2 | 0,2–0,36 |
| Южно-Торавейская | 3,2 | 3,5 | 0,02–0,3 |
| Наульская | 2,8 | 4,45 | 0,03–0,5 |
| Лабаганская | 4,8 | 5,0 | 0,01–0,2 |
| Седьягинская | 3,5 | 4,1 | <0,1 |
| Северо-Сорокинская | 2,2 | 3,4 | <0,1 |
| Среднее | 3,15 | 4,11 | <0,17 |
| Колвийский мегавал | | | |
| Хыльчующая | 2,2 | 3,5 | 0,1–0,4 |
| Южно-Хыльчующая | 2,2 | 3,2 | 0,05–0,2 |
| Харьягинская | 2,8 | 4,5 | 0,07–0,6 |
| Ханчаргинская | 2 | 4 | 0,04–0,07 |
| Ярейская | 2,3 | 4,4 | 0,1–1,0 |
| Возейская | 2,2 | 3,8 | 0,1–0,5 |
| Сарутаюская | 1,2 | 4,2 | 0,1–0,4 |
| Инзырейская | 2,5 | 3,7 | 0,1–0,6 |
| Среднее | 2,1 | 3,9 | 0,28 |
| Хорейверская впадина | | | |
| Намюрхитская | 2,3 | 3,2 | 0,2–0,6 |
| Ардалинская | 2,1 | 4,2 | 0,4–0,8 |
| Ошкотынская | 2,4 | 4 | 0,06–0,6 |
| Северо-Чернореченская | 2,9 | 4,5 | 0,2–0,6 |
| Янемдейская | 1,2 | 3 | 0,3–0,5 |
| Дусюшевская | 2,5 | 4,3 | 0,5–1,0 |
| Сюрхаратинская | 2,8 | 3,5 | 0,2–0,3 |
| Южно-Сюрхаратинская | 2,5 | 3,4 | 0,3–0,4 |
| Тэдинская | 2 | 3,6 | 0,3–0,6 |
| Западно-Хоседаюская | 2,4 | 4,1 | 0,4–0,5 |
| Сандивейская | 5,8 | 6,1 | <0,1 |
| Салюкинская | 3,5 | 5,6 | 0,4–0,6 |
| Баганская | 2,6 | 3,1 | 0,03–0,2 |
| Оленья | 2 | 3,5 | 0,1–1,0 |
| Садагунская | 2,6 | 4 | 0,01–0,7 |
| Верхне-Колвинская | 2,4 | 4 | 0,4–0,7 |
| Варктнавская | 2,5 | 4,2 | 0,07–1,2 |
| Среднее | 2,3 | 3,7 | 0,42 |

нения относительно точек опробования существенно сказывается на погрешность приведения пластовых давлений (см. гл.2). Для плоскости сравнения -4000 м погрешность приведения, как это и должно быть, зна-

Таблица 8.2

Приведенные пластовые давления по отдельным структурам с оценкой погрешности приведения при разных плоскостях сравнения

| Номер скважины | Пластовое давление, МПа | Абс. отметка замера пластового давления | P_n , МПа к=-2400 м | Погрешность приведения к=-2400 м | P_n , МПа к=-4000 м | Погрешность приведения к=-4000 м |
|-------------------------|-------------------------|-----------------------------------------|--------------------------|-------------------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| Южно-Торавейская | | | | | | |
| 31 | 17,64 | 1667 | 25,66 | 0,20 | 43,35 | 2,78 |
| 31 | 15,6 | 1510,5 | 25,29 | 0,25 | 42,97 | 2,82 |
| 32 | 18,3 | 1538 | 27,7 | 0,24 | 45,38 | 2,82 |
| 32 | 27,3 | 2467 | 26,55 | -0,02 | 44,22 | 2,56 |
| 32 | 28,2 | 2559 | 26,41 | -0,04 | 44,08 | 2,53 |
| 33 | 14,97 | 1335 | 26,51 | 0,31 | 44,20 | 2,88 |
| 33 | 25,7 | 2114 | 25,54 | 0,00 | 43,21 | 2,57 |
| 35 | 16,6 | 1519 | 26,2 | 0,25 | 4388 | 2,82 |
| 35 | 26,2 | 2406 | 26,13 | 0,0 | 43,80 | 2,57 |
| 36 | 16,11 | 1530 | 25,59 | 0,25 | 43,28 | 2,82 |
| Варандейская | | | | | | |
| 1 | 17 | 1699,1 | 24,68 | 0,29 | 42,78 | 3,76 |
| 2 | 57,9 | 4250,9 | 36,07 | -1,63 | 54,41 | 0,4 |
| 3 | 16,95 | 1678,5 | 24,85 | 0,3 | 42,96 | 3,77 |
| 3 | 17,66 | 1643,5 | 25,93 | 0,31 | 44,04 | 3,79 |
| 3 | 12,7 | 1463 | 22,89 | 0,35 | 41,01 | 3,89 |
| 4 | 19 | 1789,1 | 25,71 | 0,27 | 43,81 | 3,71 |
| 5 | 12,7 | 1448 | 23,05 | 0,36 | 41,17 | 3,90 |
| 7 | 28,44 | 2573,8 | 26,49 | -0,10 | 44,60 | 3,02 |
| 8 | 19,42 | 1758,9 | 26,45 | 0,28 | 44,56 | 3,73 |
| 9 | 17,65 | 1640,4 | 25,95 | 0,31 | 44,06 | 3,8 |
| 10 | 16,59 | 1654,3 | 24,75 | 0,31 | 42,86 | 3,79 |
| 10 | 18,64 | 1677,3 | 26,55 | 0,30 | 44,66 | 3,78 |
| Наульская | | | | | | |
| 51 | 18,8 | 1607 | 27,46 | 0,38 | 45,0 | 3,58 |
| 52 | 24,5 | 2235 | 26,34 | 0,10 | 43,99 | 3,29 |
| 52 | 15,4 | 1374 | 26,27 | 0,45 | 43,76 | 3,65 |
| 52 | 23,92 | 2244 | 25,66 | 0,09 | 43,31 | 3,29 |
| 53 | 25 | 2281 | 26,33 | 0,07 | 43,99 | 3,26 |
| 53 | 15,47 | 1422 | 26,09 | 0,44 | 43,59 | 3,63 |
| 54 | 12,6 | 1234 | 25,19 | 0,49 | 42,65 | 3,68 |
| 54 | 25,4 | 2337 | 26,10 | 0,04 | 43,77 | 3,23 |
| 55 | 11,1 | 1169,5 | 24,36 | 0,5 | 41,80 | 3,70 |
| 56 | 46,9 | 4068 | 27,33 | -1,48 | 45,17 | 0,01 |
| 56 | 46,9 | 4110 | 26,81 | -1,53 | 44,66 | 0,01 |
| 57 | 25,5 | 22,50 | 27,17 | 0,09 | 44,83 | 3,28 |
| 58 | 15,8 | 1464 | 25,98 | 0,43 | 43,49 | 3,62 |
| 59 | 15,1 | 1430 | 25,64 | 0,44 | 43,14 | 3,63 |
| 59 | 23,7 | 2345 | 24,31 | 0,03 | 41,99 | 3,23 |
| 61 | 20,6 | 1962 | 25,44 | 0,24 | 43,04 | 3,43 |

чительно выше, так как большинство интервалов опробования попадает в диапазон 1500–2400 м.

Из таблицы хорошо видно, что если погрешность при приведении к -2400 не превышает 0,5 МПа, то при приведении к -4000 м она резко возрастает и колеблется от 2 до 3,9 МПа (см. табл.8.2.). В интервалах, которые расположены близко к плоскости сравнения -4000, погрешность, как это и должно быть значительно снижается. Так, в точке опробования, расположенной на глубине 4068 м, скважина 56 – Наульская, погрешность приведения к глубине 2400 м составляет 1,48 МПа (расчетное значение пластового давления), а при плоскости сравнения -4000 м становится практически равной нулю – 0,01 МПа. Аналогичная картина получилась для скважины 2 – Варандейской (погрешность, соответственно, 1,63 и 0,4 МПа). В остальных случаях погрешность приведения колеблется в пределах от 0,02 до 0,5 МПа. Исключением является точка на глубине 1160 (скв.23) – Торавейская, но это объясняется тем, что пластовое давление (10,7 МПа) здесь невосстановлено.

Для определения перепада пластового давления в пределах отдельных структур строились графики изменения пластового давления от глубины (рис.8.3.) для каждой структуры, когда позволял объем исходной

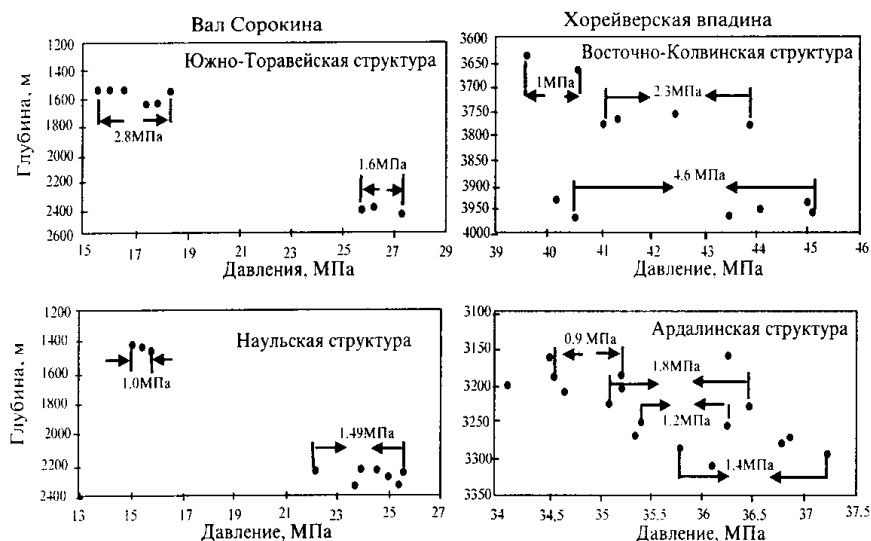


Рис. 8.3. Перепад замеренных пластовых давлений на близких глубинах

Таблица 8.3

**Приведенные пластовые давления для структур центральной части
Хорейверской впадины**

| № скважины | Возраст | Пластовое давление, МПа | Глубина, м | $P_{прив.}$, МПа |
|-----------------------------|---------------------|-------------------------|------------|-------------------|
| Западно-Хоседяюское | | | | |
| 1 | D _{3f2} | 34,2 | 3024 | 26,88 |
| 3 | | 32,65 | 2950 | 26,21 |
| 5 | | 31,8 | 2938,5 | 25,5 |
| 7 | | 32,45 | 2979,6 | 25,66 |
| 9 | D ₃ | 32,95 | 2973,4 | 26,23 |
| 10 | D _{3f2} | 33,1 | 2924,5 | 26,96 |
| 11 | | 33,68 | 2980,6 | 26,87 |
| 12 | | 33,15 | 2941,5 | 26,81 |
| 12 | | 31,67 | 2927,5 | 25,5 |
| 13 | | 32,23 | 2946,3 | 25,83 |
| 21 | | D ₃ | 32,85 | 3000 |
| 22 | D _{3f2} | 33,41 | 3011,3 | 26,24 |
| 41 | | 32,27 | 2954,3 | 25,78 |
| 42 | | 32,26 | 2909,1 | 26,3 |
| 43 | | 32,32 | 2961 | 25,75 |
| 44 | | 32,15 | 2978,4 | 25,37 |
| Сихорейская | | | | |
| 1 | D _{3f2} | 36,2 | 3149 | 27,38 |
| 1 | | 34,2 | 3151 | 25,36 |
| 50 | | 33,8 | 3090 | 25,69 |
| Сихорейская | | | | |
| 51 | D _{3f2} | 33,2 | 3152 | 24,34 |
| 52 | | 32,7 | 3061 | 24,93 |
| Восточно-Сихорейская | | | | |
| 8 | D _{3f2} | 33,11 | 3008,4 | 25,97 |
| 16 | | 33,4 | 3116 | 24,98 |
| Северо-Сихорейская | | | | |
| 20 | D _{3f2} | 34,46 | 2989,3 | 27,55 |
| 20 | | 33,9 | 3014,3 | 26,69 |
| Восточно-Колвинская | | | | |
| 50 | D _{3f2} | 37,73 | 3314,2 | 27,18 |
| 50 | C _{1s} | 31,7 | 2891,2 | 26,09 |
| 51 | D _{3f} | 42,45 | 3759,1 | 266 |
| 52 | D _{3f2} | 43,88 | 3777,5 | 27,81 |
| 100 | | 35,2 | 3248,3 | 25,42 |
| 101 | | D _{3f1} | 45 | 3946,4 |
| Ардалинская | | | | |
| 21 | C _{1s} | 3205 | 2880,2 | 2642 |
| 22 | D _{3f2} | 35,93 | 3283,8 | 25,46 |
| 45 | D _{3fm} | 35,92 | 3132,7 | 27,28 |
| 46 | P _{1kg-ar} | 36,25 | 3159,7 | 27,28 |

таблица 8.3 (продолжение)

| № скважины | Возраст | Пластовое давление, МПа | Глубина, м | $P_{прив}$, МПа |
|---------------------|-------------------------------|-------------------------|------------|------------------|
| 47 | D ₃ f ₂ | 25,07 | 2323 | 25,96 |
| 47 | | 35,2 | 3222 | 25,48 |
| 48 | D ₃ f ₂ | 372 | 3287 | 26,69 |
| 49 | | 36,46 | 32279 | 26,67 |
| Ошккатынская | | | | |
| 1 | C ₃ | 27,2 | 2474,2 | 26,34 |
| 1 | C ₁ | 35,05 | 3150,2 | 2621 |
| 42 | C ₃ | 27,17 | 2487 | 26 16 |
| 42 | D ₃ fm | 34,6 | 3078 | 2663 |
| 42 | D ₃ fi | 39,35 | 3429 | 27,14 |
| 44 | D ₃ f ₂ | 34,23 | 3119,2 | 25,77 |
| Янемдейская | | | | |
| 1 | D ₃ fi | 36,45 | 3366 | 25,43 |
| 2 | D ₃ f ₂ | 35,8 | 3169 | 27,06 |
| Средне-Янемдейская | | | | |
| 1 | D ₃ fm | 35,8 | 3296,9 | 25,58 |
| Сюрхаратинская | | | | |
| 1 | C _{2b} | 25 95 | 2451,1 | 25,39 |
| 2 | D ₃ fm | 34,56 | 3103,4 | 26,73 |
| 4 | D ₃ f ₂ | 35,66 | 3201,8 | 26,72 |
| Южно-Сюрхаратинская | | | | |
| 10 | D ₃ fm | 34,4 | 3118,8 | 26,03 |
| 12 | D ₃ f ₂ | 34,42 | 3143,1 | 25,76 |
| Тэдинская | | | | |
| 1 | P ₂ | 18,04 | 1830,4 | 24,43 |
| 1 | D ₃ f ₂ | 35 | 3153,4 | 26,25 |
| 40 | | 35 | 3200,9 | 25,69 |
| 41 | | 33 74 | 3100,7 | 25,62 |
| 43 | | P ₂ | 18 | 1781 |
| Пюсейская | | | | |
| 22 | D ₃ f ₂ | 35,85 | 3165,2 | 27,05 |
| 22 | | 35,72 | 3250,2 | 25,92 |
| Урерныдская | | | | |
| 30 | D ₃ fm | 34,1 | 3102,4 | 25,84 |
| 31 | D ₃ f ₂ | 34,92 | 3191,5 | 25,59 |
| Северо-Хоседаюская | | | | |
| 1 | D ₃ f ₂ | 37,9 | 3534 | 24,31 |
| 2 | | 31,4 | 2880 | 25,75 |
| 3 | | 33,3 | 2987 | 26,37 |
| 4 | | 31,78 | 3000 | 24,69 |
| 5 | | 32,64 | 3072 | 24,69 |
| 7 | | 31,18 | 2980 | 24,33 |
| 10 | | 36,2 | 3354 | 24,82 |

таблица 8.3 (окончание)

| № скважины | Возраст | Пластовое давление, МПа | Глубина, м | $P_{прив.}$ МПа |
|------------|------------------------------|-------------------------|------------|-----------------|
| 10 | D _{3f} ₂ | 35,49 | 3230,8 | 25,61 |
| 14 | | 34,88 | 3292 | 24,26 |
| 19 | | 31,43 | 2936 | 25,11 |
| 21 | | 32,12 | 3073 | 24,16 |
| 22 | | 30,39 | 2891 | 24,61 |
| 23 | | 31,47 | 2990 | 24,5 |
| 24 | | 32,86 | 3020 | 25,53 |
| 26 | | 32,61 | 3050 | 24,92 |
| 33 | | 33,1 | 3062 | 25,27 |

информации. Как видно из графиков, перепад пластового давления составляет от 1,0 до 2,8 МПа, т.е. перепад пластового давления больше, чем погрешность приведения, что дает основание говорить о возможности применения в пределах вала Сорокина метода приведения давлений.

Аналогичные расчеты и анализ были проделаны для всех структур Колвинского мегавала и Хорейверской впадины (см. табл.8.1, 8.2; табл.8.3).

Приведенные пластовые давления использовались для изучения гидродинамических условий на отдельных структурах, а также для моделирования гидродинамических условий. Для Печорского бассейна гидрогеологические условия схематизировались в виде четырехслойной толщи (силурийско-нижнедевонский, верхнефранско-турнейский, верхневизейско-артинский, и верхнепермско-триасовый слои) с тремя слабопроницаемыми крышками: кыновско-саргаевской, визейской и нижнепермской (кунгурской), перекрытой сверху многолетнемерзлыми породами.

В связи с существенным изменением плотности флюида во всех направлениях для Печорского НГБ широко использовался «прямой» метод (по фактически замеренным пластовым давлениям на равных или близких глубинах). Естественно, что его использование возможно только на хорошо изученных структурах, которые расположены в центральной части Хорейверской впадины (верхнефранско-турнейский водоносный комплекс, табл. 8.4).

При этом были выделены наиболее изученные интервалы разреза. Так, на Северо-Хоседаюской площади это интервал 3000–3030 м, на Западно-Хоседаюской – 2970–3000м, Ардалинской – 3270–3290 м, Тэдин-

Таблица 8.4

Значения пластовых давлений, замеренных на близких глубинах по отдельным площадям центральной части Хорейверской впадины

| № скважины | $P_{\text{плост.}}$, МПа | Абс. отметка замера, м | № скважины | $P_{\text{плост.}}$, МПа | Абс. отметка замера, м |
|---------------------|---------------------------|------------------------|---------------------|---------------------------|------------------------|
| Восточно-Колвинская | | | Северо-Хоседаюская | | |
| 100 | 35,2 | 3248 | 1 | 31,4 | 3040 |
| 101 | 35,34 | 3253 | 2 | 31,4 | 2880 |
| 50 | 36,23 | 3284 | 3 | 33,3 | 2987 |
| 50 | 39,6 | 3634 | 4 | 31,78 | 3000 |
| 51 | 40,6 | 3667 | 5 | 31,67 | 3030 |
| Ардалинская | | | 7 | 31,18 | 2980 |
| 21 | 35,21 | 3203 | 10 | 31,33 | 3030 |
| 47 | 35,33 | 3268 | 14 | 31,6 | 3034 |
| 48 | 36,86 | 3274 | 18 | 30,43 | 3021 |
| 45 | 36,78 | 3277 | 19 | 31,63 | 3010 |
| 22 | 35,93 | 3283 | 21 | 31,45 | 3050 |
| 49 | 35,78 | 3285 | 22 | 31,01 | 3006 |
| 46 | 37,21 | 3293 | 23 | 31,52 | 3000 |
| Ошкатынская | | | 24 | 32,86 | 3020 |
| 44 | 34,23 | 3103,2 | 26 | 32,09 | 3030 |
| 1 | 35,04 | 3108 | 33 | 33,6 | 3068 |
| 42 | 36,8 | 3114 | Западно-Хоседаюская | | |
| Янемдейская | | | 1 | 33,4 | 3005 |
| 2 | 35,8 | 3169 | 3 | 32,38 | 2975 |
| Сейнорогояхинская | | | 5 | 32,24 | 2981 |
| 1 | 35,45 | 3273,3 | 7 | 32,45 | 2979 |
| Сюрхаратинская | | | 9 | 33 | 2973 |
| 10 | 34,4 | 3119 | 10 | 33,54 | 2979 |
| 12 | 34,42 | 3143,17 | 11 | 33,7 | 3003 |
| Южно-Сюрхаратинская | | | 12 | 32,68 | 3026 |
| 2 | 34,5 | 3185,4 | 13 | 32,23 | 2976 |
| 4 | 35,2 | 3183,8 | 22 | 33,12 | 2989 |
| Тэдинская | | | 40 | 33,6 | 2972 |
| 1 | 34 | 3114 | 41 | 32,4 | 2974 |
| 40 | 33,8 | 3104 | 43 | 32,25 | 2972 |
| 41 | 33,74 | 3100 | 44 | 32,15 | 2978 |
| 42 | 34 | 3120 | Сихорейская | | |
| Пюсейская | | | 1 | 36,2 | 3149 |
| 22 | 33,9 | 3104 | 50 | 33,8 | 3090 |
| Уерныйдская | | | 51 | 32,8 | 3127 |
| 30 | 34,1 | 3102 | 52 | 32,21 | 3087 |
| | | | 8 | 31,1 | 3008 |
| | | | 16 | 32,2 | 3075 |
| | | | 20 | 34,3 | 3041 |

ской – 3100–3120 м (см. табл.8.4). Перепад давлений на одной глубине колеблется в пределах 0,5–4 МПа.

Такой же подход применялся к изучению полей концентраций и температур для хорошо изученных структур Хорейверской впадины. В результате были построены схемы направления латеральных градиентов пластовых давлений, концентраций и температур для наиболее хорошо изученного верхнефранско-турнейского нефтегазоносного комплекса.

8.5. Флюидодинамические особенности глубоких горизонтов отдельных хорошо изученных структур

Детальное изучение локальных закономерностей основывается на комплексном анализе и сопоставлении гидродинамических, гидрогеохимических полей и поля температур. Исследовались все в различной мере изученные структуры [57, 100]. Однако в книге приводится информация только по наиболее хорошо изученным структурам центральной части Хорейверской впадины и по хорошо изученному верхнефранско-турнейскому водоносному комплексу. Результаты этих исследований приведены в таблицах 8.3, 8.4 и на рисунках 8.3–8.5.

Информация для построения схем латеральных градиентов приведена в таблицах 8.3 и 8.4. На схемах распределения латеральных градиентов (см. рис.8.5) вынесены градиенты приведенных давлений. В большинстве случаев полученные различными методами градиенты потенциала не противоречат друг другу.

Описание, характеристика и классификация блоков с учетом всей имеющейся информации по пластовым давлениям, температурам и концентрациям приведены в работе [100]. Нами из этой работы приводится пример лишь по одной структуре – Северо-Хоседаюской.

Анализ распределения латеральных градиентов (установленных различными методами) позволяет выделить три блока (см. рис.8.4).

Первый блок расположен на юго-западе Северо-Хоседаюской площади (скв. 19, 23, 7, 14, 22). В ее пределах приведенные давления меняются от 24 до 24,5 МПа, а замеренные на одной глубине – 31–31,5 МПа, т.е. перепад не превышает 0,5 МПа (обоснованная величина погрешности), поэтому этот блок может быть охарактеризован как безградиентный. В северном направлении от него на расстоянии 4 км происходит резкий скачок пластовых давлений, до 33 МПа, а приведенных – до 26,5 МПа (скв. 2, 3, 10, 24, 33), т.е. перепад давления составит 2–

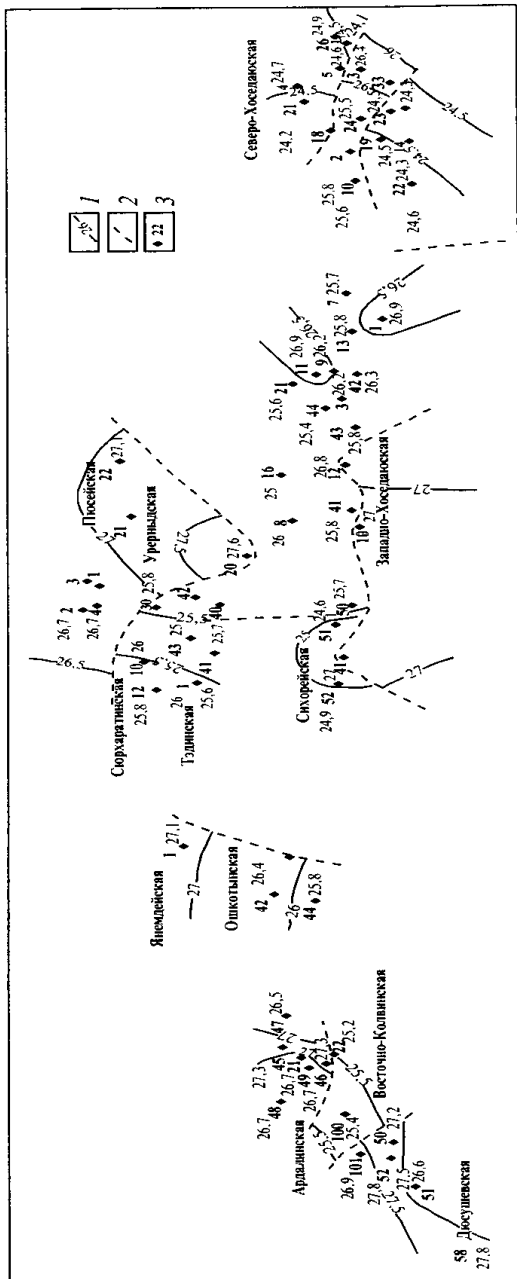


Рис. 8.4. Пластово-блоковая структура отдельных площадей Хорейвской впадины (по А.В.Корун)

1 - линии приведенного давления; 2 - предполагаемые непроницаемые или весьма слабопроницаемые гидродинамические границы; 3 - скважина и ее номер

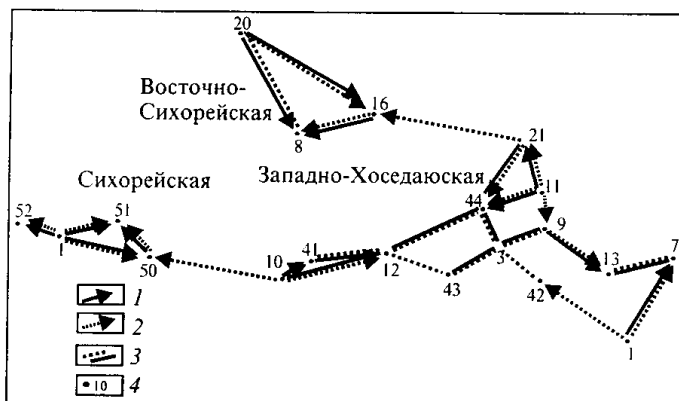


Рис. 8.5. Направления латеральных градиентов приведенных пластовых давлений
 1 – направления градиентов, замеренных на близких глубинах; 2 – то же, по приведенным давлениям; 3 – отсутствие градиента; 4 – скважина и ее номер

2,5 МПа. Это, несомненно, свидетельствует о наличии непроницаемой или слабопроницаемой в гидродинамическом отношении границы между этими блоками. В третьем блоке наблюдается смена небольших пьезомаксимумов и пьезоминимумов.

Блоковое строение подтверждается также полем температур, в котором можно выделить два блока. Первый, характеризующийся повышенными температурами, до 70°C , пространственно совпадает с блоком с максимальными значениями давлений. Второй температурный блок характеризуется малоградиентной картиной с перепадом температуры $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ и значениями температуры от 65 до 68°C . Этот блок охватывает большую часть Северо-Хоседауской структуры и пространственно включает первый и третий гидродинамические блоки.

Пластово-блоковое строение структуры подтверждается также гидрохимическими данными. Гидрохимическое поле является наиболее сложным, но тем не менее в пределах Северо-Хоседауской площади наблюдается корреляция распределения минерализации с распределением давления и температуры. Максимальные значения минерализации — 204 г/дм^3 , приурочены к блоку с максимальными значениями давления и температуры. В пределах остальной территории площади не наблюдается значимого изменения минерализации, величина которой колеблется около 170 г/дм^3 .

Совпадение в плане максимумов давления, температуры и минерализации, может быть объяснено субвертикальной восходящей фильтрацией более горячих и высокоминерализованных флюидов.

Т.А.Кирюхиной [88] по геохимии нефти в пределах Северо-Хоседаюской площади в верхнефранско-турнейском водоносном комплексе также выделяются три геохимических типа нефти, которые характеризуются различными генетическими параметрами, геохимическими свойствами и сформировались из различных нефтематеринских толщ. Н.Н.Косенкова предполагает наличие трех отдельных залежей нефти в пределах Северо-Хоседаюской площади. Пространственное распределение нефти различных типов и залежей по площади совпадает с блоками, выделенными по гидродинамическим, гидрохимическим и температурным данным.

8.6. Региональные особенности флюидодинамики Печорского НГБ

Региональные особенности флюидодинамики приводятся по результатам моделирования [55, 100]. Методика моделирования приведена в главе 2.

В результате решения обратной задачи получены значения давлений по всей изучаемой области и по всему разрезу от ордовика до пермотриаса, что было использовано для построения гидродинамических схем и профилей для всех водоносных комплексов. Кроме того, результаты моделирования позволили оценить величину и направление вертикального градиента, т.е. оценить межпластовое взаимодействие [53, 100]. На основе анализа этих результатов были получены представления об особенностях региональной флюидодинамики глубоких горизонтов северной части Печорского бассейна.

Распределение пластовых давлений по изучаемой территории, полученное по результатам моделирования, не противоречит направлениям латеральных градиентов, полученным методом приведения давления и прямыми методами.

Анализ результатов моделирования позволил получить общие представления об особенностях региональной динамики пластовой системы палеозойских отложений Хорейверской впадины (рис.8.6), Сорокинско-

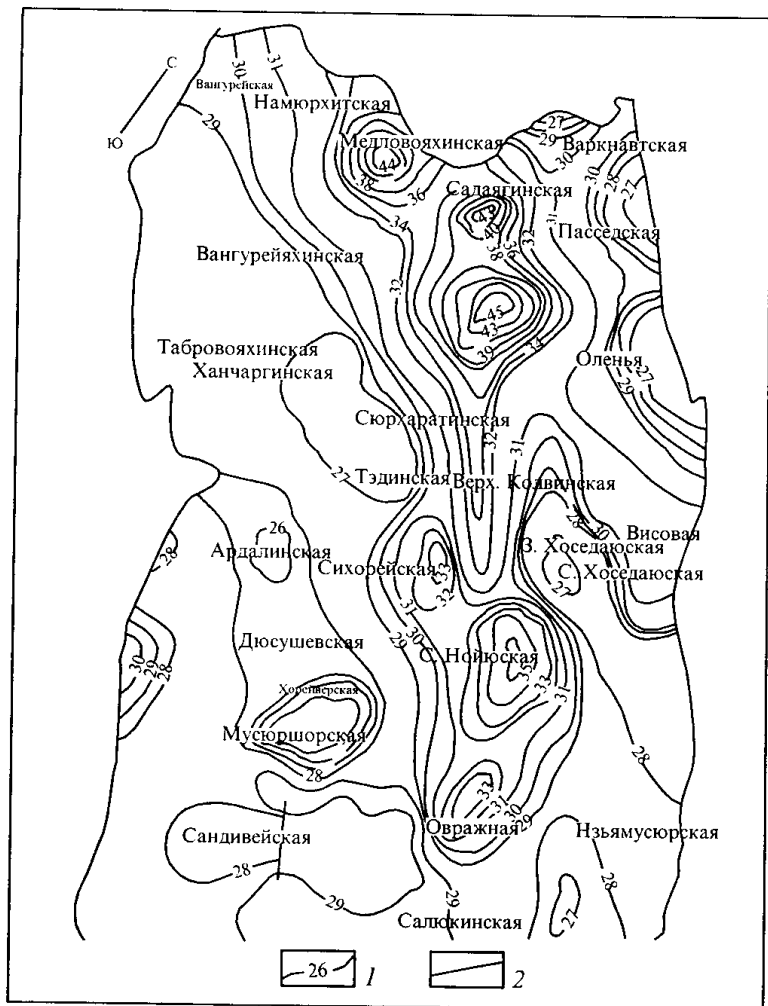


Рис. 8.6. Гидродинамическая схема силурийско-нижнедевонского водоносного комплекса Хорейверской впадины (по А.В.Корзун)

1 – изолинии пластового давления по результатам моделирования, МПа; 2 – разрывные нарушения и связанные с ними относительно непроницаемые границы

го вала и Колвинского мегавала. Достаточно детально эти представления описаны в работе [100]. Здесь мы лишь приведем описание по двум из четырех водоносных комплексов – силурийско-нижнедевонскому и

пермо-триасовому, залегающим, соответственно, в нижней и верхней части осадочного чехла нефтегазоносного бассейна.

Силурийско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс

Вал Сорокина. На большей части вала Сорокина нефтегазоносный комплекс характеризуется высокими значениями градиентов давления, которое изменяется от 28 до 43 МПа. Значения латеральных градиентов составляют 10^{-3} – 10^{-1} (иногда достигает единицы). Наиболее высокоградиентная зона охватывает северные площади (Варандейскую, Торавейскую и Южно-Торавейскую, Наульскую и Лабаганскую). Южная часть вала Сорокина хотя и характеризуется высокими значениями приведенного давления (до 32 МПа), но имеет незначительный перепад приведенных давлений в пределах локальных площадей (0,5–1 МПа).

Такое распределение давления в силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе свидетельствует об отсутствии взаимосвязи между высокоградиентной и относительно безградиентной областями и наличии относительно непроницаемых границ, т.е. можно говорить о двух крупных блоках в этом нефтегазоносном комплексе.

С севера на юг: первый – высокоградиентный (с градиентами до 10^{-1}) и с максимальными значениями давления до 43 МПа, второй – в южной части вала Сорокина – малоградиентный (величина градиента не более 10^{-3}), со значениями давления, не превышающими 32 МПа. Эти блоки в процессе решения обратной задачи были разделены областью с низкими значениями проницаемости до 10^{-4} м/сут, расположение которой в плане совпадает с зоной тектонического нарушения.

В свою очередь, детальный анализ флюидодинамической ситуации первого блока позволил выделить в его пределах более мелкие флюидодинамические блоки. Здесь наблюдаются три локальных пьезомаксимума и два локальных пьезоминимума, которые могут быть рассмотрены как относительно изолированные гидродинамические блоки. На Варандейской площади наблюдается пьезоминимум – значения давления уменьшаются до 36 МПа. Латеральный градиент между минимумом и соседними областями достаточно большой – 10^{-2} . Это свидетельствует об отсутствии флюидодинамической связи между областью с пьезоминимумом и смежными территориями.

Максимальные значения давления для всего силурийско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса наблюдаются на Торавейской – до 41 МПа, и Южно-Торавейской площади – до 43 МПа, и тяготеют к зоне Варандейского разлома. К югу от этих площадей (на расстоянии

10 км) происходит резкое снижение приведенного давления до 28 МПа (центральная часть Наульской структуры). В процессе моделирования с целью достижения снижения давления между Южно-Торавейской площадью с максимальными значениями давления и Наульской – с минимальными была задана непроницаемая граница, без которой невозможно было добиться сходимости задачи. Далее на юг от блока с пьезоминимумом снова происходит быстрое увеличение давления до 34 МПа. Третий пьезомаксимум расположен в области сочленения Лабаганской и Наульской площадей и также тяготеет к Варандейскому разлому.

Сопоставление расположения флюидодинамических границ в этом нефтегазоносном комплексе, выявленных в процессе решения обратной задачи, показало, что они, вероятно, связаны с дизъюнктивными нарушениями на вале Сорокина. Так, зона пьезоминимума изолирована от расположенного на севере высокоградиентного блока (перепад давления между ними 10 МПа) тектоническим нарушением. Этот разлом прослеживается только в отложениях до нижнефранского возраста.

В вышележащем верхнефранско-турнейском нефтегазоносном комплексе зоне разлома соответствует пьезомаксимум. Такое соотношение распределений приведенного давления в разрезе может быть сформировано за счет субвертикальной восходящей фильтрации по зоне повышенной трещиноватости, которая могла сформироваться в плохопроницаемых глинистых отложениях над тектоническим нарушением. Кроме того, на наличие вертикальной разгрузки из нижележащего нефтегазоносного комплекса указывают результаты исследований геохимии нефти. Залежи нефти, расположенные в нижнедевонских и верхнедевонских отложениях, имеют одинаковые геохимические и генетические свойства, свидетельствующие о том, что нефтематеринскими породами для них являются одни и те же нижнедевонские отложения [88].

Субширотный разлом, разделяющий северную, опущенную в тектоническом плане область, от южной приподнятой, совпадает с гидродинамической границей, расчленяющей вал на два блока – высокоградиентный с максимальными значениями давления и практически безградиентный [100].

Формирование пьезомаксимумов и их приуроченность к зоне тектонического нарушения (Варандейский разлом) может быть связано с восходящим движением подземных флюидов по разлому. Это не противоречит существующим представлениям о формировании в областях дизъюнктивных нарушений узкой приразломной зоны «оперяющих» трещин.

Причем трещиноватость отложений в этих зонах может меняться во времени и носить циклический характер в зависимости от геологической истории развития региона. Как правило, новейшие тектонические движения приводят к активизации крупных тектонических нарушений и, как следствие, к увеличению трещиноватости. Варандейский региональный разлом классифицирован Н.А.Мальшевым [126] как разлом непрерывного действия, что может говорить о его активности на современном этапе развития региона.

Хорейверская впадина. В силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе значения давлений, полученных в результате моделирования, изменяются от 25 до 45 МПа. Выделено несколько больших по размеру зон с высоким значением давления (до АВПД). Первая, наиболее большая по площади, протягивается в виде относительно узкой полосы (шириной 15–20 км) в субмеридиональном направлении через Садаггинскую, Южно-Садаггинскую структуры и далее на юго-восток со значениями давления на Южно-Садаггинской – 45 МПа и Садаггинской – 41 МПа (см. рис.8.6). Значения латерального градиента относительно пьезоминимумов достигают 0,1–0,5.

Второй пьезомаксимум с величинами давления до 44 МПа приурочен к Северо-Чернореченской структуре. Эта область имеет небольшую площадь – около 100 км². Величина латерального градиента достигает 0,2–0,3 и быстро уменьшается во всех направлениях до 0,01 и менее, где давления уменьшаются до 38 МПа (см. рис.8.6.). Такие высокие значения градиента могут свидетельствовать о наличии слабопроницаемых границ, которые препятствуют релаксации давлений в плане.

В районе Северо-Нойюской и Пиянской структур выявлена область со значениями давления до 35 МПа. Изменение градиента в пределах этой области неоднородно. Для центральной части пьезомаксимума характерны наименьшие значения латерального градиента, которые быстро растут до 0,5–0,8 в юго-западном направлении и практически не меняются в северо-восточном. Приблизительно в 30 км к югу от последнего максимума в районе Овражной структуры давления составляют 33 МПа (см. рис.8.6). Рядом с этой зоной пьезомаксимума расположены две области с минимальными значениями давления – до 27 МПа. Перепад давлений между пьезомаксимумами и пьезоминимумами составляет 8 МПа, латеральный градиент достигает 0,02. Площадь этого пьезоминимума около 500 км² и охватывает всю Северо-Хоседаюскую и одним из своих языков Висовую площади (см. рис.8.6).

Крупный пьезо минимум пластовых давлений приурочен к Варандейскому разлому и охватывает Варкнавтскую, Пасседскую и Оленью площади, значения давления здесь уменьшаются до 27 МПа.

Другой минимум тяготеет к Северо-Колвинской и Изьямусюрской площадям. Здесь значения давления составляют 28 МПа. Этот минимум вклинивается между последними двумя пьезомаксимумами пластовых давлений, протягиваясь на юго-восток и достигая своих минимальных значений – 26 МПа на границе Хорейверской впадины с грядой Чернышева.

Небольшой по площади, около 10 км², овальной формы пьзомаксимум пластовых давлений со значениями до 33 МПа расположен между Западно-Хоседаюской и Сихорейской структурами и осложняет расположенную здесь высокоградиентную зону (см. рис.8.6).

Область с давлениями до 41 МПа выявлена на юге Хорейверской впадины, где происходит сочленение Колвинского мегавала, Хорейверской и Большесынинской впадин и гряды Чернышева, и имеет форму треугольника.

Седьмой пьзомаксимум, достаточно большой по площади (1200 км²) со значениями давления до 31 МПа, находится между Мусюршорской, Дюсушевской и Центрально-Хорейверской структурами. Эта зона протягивается в направлении к Колвинскому мегавалу (см. рис.8.6).

Три небольших по площади и по значению давления – 29–30 МПа, максимума расположены цепочкой вдоль Восточно-Колвинского разлома.

Западная часть Хорейверской впадины характеризуется практически малоградиентной картиной (латеральные градиенты 10^{-3} – 10^{-4}). Это может быть связано как с существующими здесь гидродинамическими условиями, так и с малым количеством информации, не позволяющим выявить структуру потока флюидов.

Зона с максимальными значениями латерального градиента расположена в центральной части Хорейверской впадины и протягивается с юго-востока на северо-запад практически через всю впадину (см. рис.8.6). Размеры этой зоны 4–6 км на 130–150 км. Здесь можно предположить наличие относительно непроницаемой границы.

Наличие изолированных в гидродинамическом отношении блоков и относительно непроницаемых границ между блоками в пределах северной части Печорского нефтегазоносного бассейна приводит к невозможности формирования регионального потока глубоких флюидов в пределах изученных структурных элементов.

Верхнепермско-триасовый нефтегазоносный комплекс

Вал Сорокина. Верхнепермско-триасовый нефтегазоносный комплекс является самым верхним из рассматриваемых комплексов. Главной особенностью флюидодинамики этого комплекса является наличие практически безградиентной картины поля пластовых давлений. Перепад давления не превышает 0,5–0,75 МПа. Но тем не менее может быть выделено два блока с различными значениями приведенного давления. Первый расположен на севере вала Сорокина вплоть до Лабаганской площади и характеризуется минимальными для этого комплекса значениями пластовых давлений – от 24,5 до 25 МПа.

Второй блок приурочен к южной части вала, где величина давления возрастает до 26,5 МПа. В процессе решения обратной задачи между этими блоками пришлось задавать непроницаемую границу. Пространственно гидродинамическая граница совпадает с тектоническим нарушением, разделяющим вал Сорокина и проявившим себя также и в нижних нефтегазоносных комплексах.

Таким образом, на территории вала Сорокина во всех нефтегазоносных комплексах наблюдается сложная картина распределения приведенных пластовых давлений и их латеральных градиентов. Субширотный разлом, разбивающий вал Сорокина на северную опущенную и южную приподнятую части, в гидродинамическом отношении проявился во всех комплексах как непроницаемая граница. Другие гидродинамические границы, имеющие, по-видимому, различный генезис, выделенные в других комплексах, могут быть смещены относительно друг друга и в пространстве.

Сопоставление размещения залежей УВ в пределах вала Сорокина по нефтегазоносным комплексам с распределением давления в пространстве показало, что в подавляющем большинстве случаев залежи нефти попадают в области с пьезоминимумами или совпадают с малоградиентными зонами.

В силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе на Торавейской и Южно-Торавейской структурах не обнаружены залежи УВ. В гидродинамическом отношении здесь выявлены четко выраженные пьезомаксимумы.

На Варандейской и Наульской площадях наблюдаются области пьезоминимума, и здесь открыты залежи нефти.

Аналогичные совпадения зон пьезоминимумов и наличия залежей УВ выявлены и в вышележащих нефтегазоносных комплексах. В верх-

нефранско-турнейском это наблюдается на Южно-Торавейской, Наульской, Лабаганской и Седьягинской площадях. В верхневизейско-артинском – на Варандейской, Южно-Торавейской, Лабаганской, исключение составляют Наульская и Торавейская площади.

В верхнепермско-триасовом комплексе, характеризующемся малоградиентной флюидодинамической ситуацией независимо от структурного плана, расположена единая нефтяная залежь, протягивающаяся с севера от Варандейской до Лабаганской структуры на юге. Можно предполагать, что сохранение такой единой залежи связано с невысокими латеральными градиентами пластовых давлений.

8.7. Аномальные пластовые давления северной части Печорского НГБ

В пределах Печорского НГБ выявлены АВПД. Само существование АВПД предполагает наличие непроницаемых границ и пластово-блоковое строение той или иной части разреза. Наиболее ярко выражена зона АВПД, приуроченная к Инзырейской структуре, расположенной в зоне сочленения Хорейверской впадины и Колвинского мегавала. Структура ограничена на западе и востоке региональными разломами – Центральнo-Колвинским и Восточно-Колвинским (рис.8.7). Эти разломы пересекаются на юге структуры, как бы замыкая блок. Амплитуда смещения в ордовикско-нижнедевонских отложениях составляет 1–1,2 км. В вышележащих отложениях эти разломы также прослеживаются, хотя и с меньшей амплитудой, переходя во флексуры в мезозойских отложениях. Это свидетельствует о том, что существующие здесь геологические условия предполагают хорошую изолированность Инзырейской структуры в плане. Кроме основных крупных разломов выделен ряд более мелких полого наклонных опережающих нарушений [166].

Наличие в разрезе Инзырейской структуры региональных водоупоров (см. рис.8.7) позволяет предполагать весьма затрудненную гидродинамическую связь смежных элементов разреза в вертикальном и горизонтальном направлениях, способствующую сохранению АВПД. Таким образом, на Инзырейской площади существуют геологические условия для хорошей гидродинамической изолированности в плане и раз-

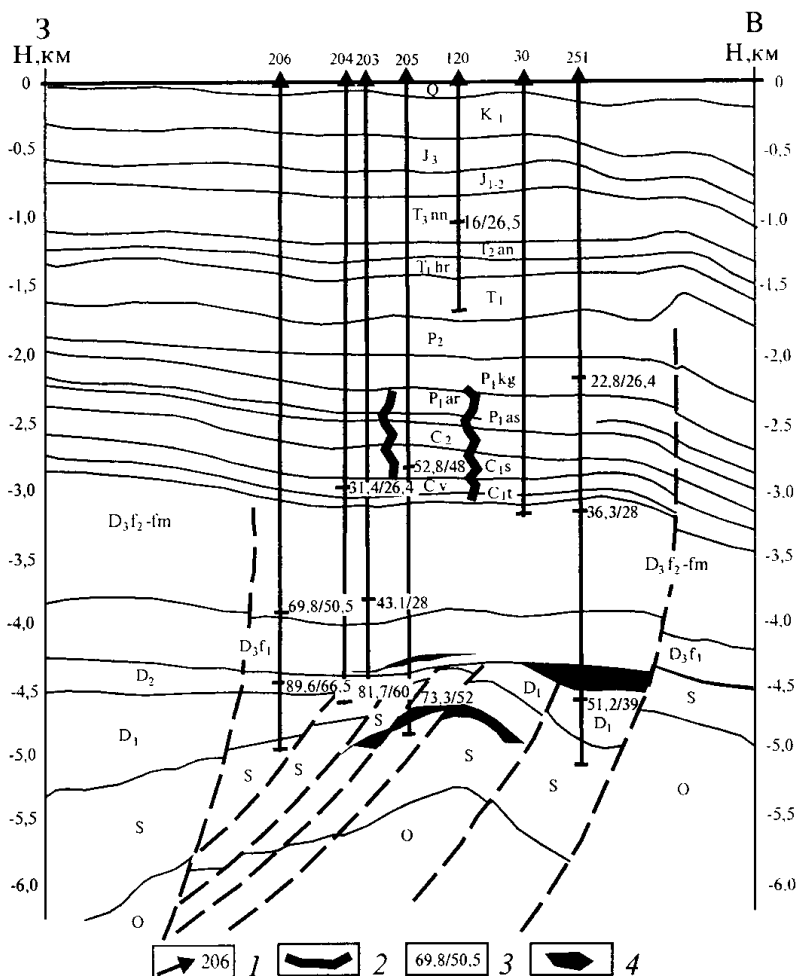


Рис. 8.7. Широтный геолого-гидрогеологический профиль через Инзырейскую площадь (по Н.А.Мальшеву с дополнениями А.В.Корзун)

1 – скважина и ее номер; 2 – границы, выявленные по гидродинамическим данным; 3 – пластовое давление (в числителе – замеренное, в знаменателе – приведенное); 4 – нефтяная залежь

резу отдельных частей разреза и, следовательно, длительном сохранении АВПД.

В пределах Инзырейской структуры пробурено 7 скважин, которыми опробованы все нефтегазоносные комплексы. В четырех из этих сква-

Таблица 8.5

**Замеренные пластовые давления и коэффициенты аномальности
(на Инзырейской структуре)**

| № скважины | Возраст | Пластовое давление, МПа | Глубина, м | К _{аном} |
|---------------------------|--------------------|-------------------------|------------|-------------------|
| 120 | T ₁₋₂ | 16 | 1391,5 | 1,15 |
| 203 | D _{3f} | 43,1 | 3783,6 | 1,14 |
| 204 | C _{1s} | 31,38 | 2867,2 | 1,09 |
| 204 | D _{3f ps} | 81,7 | 4352,2 | 1,88 |
| 205 | P ₂ | 33,2 | 1914 | 1,73 |
| 205 | C _{1s} | 52,78 | 2842 | 1,86 |
| 205 | S | 73,28 | 4677 | 1,57 |
| 206 | D _{1f2} | 54,41 | 4018,6 | 1,35 |
| 206 | | 69,8 | 4172,6 | 1,67 |
| 206 | S | 89,6 | 4512,6 | 1,99 |
| Южно-Инзырейская | | | | |
| 251 | D _{3fm1} | 36,3 | 3203,9 | 1,13 |
| 251 | P _{1ar} | 22,8 | 2045,9 | 1,11 |
| 251 | S | 51,21 | 3868,9 | 1,32 |
| Северо-Инзырейская | | | | |
| 30 | C _{1s} | 27,78 | 2498,9 | 1,11 |

жин наблюдаются АВПД. Максимальные значения коэффициента аномальности – 1,86–1,99, выявлены в скважинах 204, 206 и 205 (табл.8.5).

Анализ распределения приведенных давлений в плане и разрезе на Инзырейской площади показал наличие значительных латеральных градиентов не только с соседними структурами, но и в ее пределах. В силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе перепад давлений значителен (22 МПа между скважинами 205 и 251, а между скважинами

Таблица 8.6

Значение приведенных давлений и латеральных градиентов Инзырейской структуры

| № скважины | Приведенное давление, МПа | Глубина, м | Плотность, кг/м ³ | Приведенное давление, МПа |
|------------|---------------------------|------------|------------------------------|---------------------------|
| 203/204 | 44,1 | 3896,6 | 1053 | 31,38 |
| 203/205 | 44,1 | 3896,6 | 1053 | 36,3 |
| 203/205 | 44,1 | 3896,6 | 1053 | 52,8 |
| 203/251 | 44,1 | 3896,6 | 1053 | 36,3 |
| 204/205 | 31,38 | 2867,2 | 1133 | 36,3 |
| 204/205 | 31,38 | 2867,2 | 1133 | 52,8 |
| 204/251 | 31,38 | 2867,2 | 1133 | 36,3 |
| 205/251 | 36,3 | 3213 | 1110 | 36,3 |

204 и 205 – 8 МПа на расстоянии 4км), что может быть только при отсутствии гидравлической связи (наличии непроницаемых границ) между этими скважинами. Значительные перепады пластового и приведенного давлений наблюдаются и в вышележащих нефтегазоносных комплексах (см. табл.8.5, рис.8.7; табл.8.6). В верхнефранско-турнейском нефтегазоносном комплексе перепад давления между скважинами 206 и 203 значителен, а между 203 и 251 отсутствует.

В скважине 205 АВПД вскрыты по всему изучаемому разрезу от силурийских до пермских отложений. В скважинах 204 и 251 АВПД наблюдаются только ниже кыновско-саргаевского водоупора в нижнедевонских отложениях. Наличие в триасовых (скв.120) и в нижнекаменноугольных отложениях (скв. 30) повышенных пластовых давлений с коэффициентом аномальности, соответственно, 1,15 и 1,11 позволяет предполагать существование АВПД в нижних горизонтах разреза.

Формирование АВПД в районе Инзырейской площади, вероятно, связано с современными тектоническими движениями. По данным [166], большая часть Печорского НГБ подвергается умеренному прогибанию и осложнена блоками, имеющими сложную угловатую форму, которые двигаются в разных направлениях (поднимаются или опускаются) с разной интенсивностью. В пределах Колвинского мегавала, Хорейверской впадины и вала Сорокина Н.И.Рыжовым [166] выделены пять крупных блоков, движение которых не совпадает по направлению или интенсивности с общим умеренным опусканием территории Печорского бассейна. Такие неотектонические условия, несомненно, приводят к формированию блоков, характеризующихся различными по интенсивности и направлению напряжениями. Район Инзырейской площади в неотектоническом отношении попадает в локальную область, характеризующуюся

таблица 8.6 (окончание)

| Глубина, м | Плотность, кг/м ³ | Расстояние между скважинами | Градиент |
|------------|------------------------------|-----------------------------|----------|
| 2867,2 | 1133 | 2000 | 0,5632 |
| 3213 | 1110 | 2600 | 0,2847 |
| 2842 | 1134 | 2600 | 0,4432 |
| 3203,9 | 1110 | 11400 | 0,0658 |
| 3213 | 1110 | 3600 | -0,1079 |
| 2842 | 1134 | 3600 | 0,0073 |
| 3203,9 | 1110 | 11400 | -0,0332 |
| 3203,9 | 1110 | 13800 | 0,0007 |

интенсивным воздыманием (см. рис.8.7). Процесс воздымания блока, как правило, сопровождается сильным боковым сжатием, что и могло в сочетании с наличием хорошей изолированности привести к созданию АВПД в пределах Инзырейской структуры.

Подземные флюиды на Инзырейской площади характеризуются пониженными температурами и более высокими значениями минерализации флюидов, чем на таких же глубинах на соседних структурах территории. Можно предположить, что повышение пластового давления привело к увеличению растворимости минералов [100].

Это предположение подтверждается исследованиями Т.А.Митюшовой [131], которой было рассмотрено состояние в системе флюид–порода в среднедевонско-нижнефранском нефтегазоносном комплексе по отношению к арагониту, кальциту, доломиту, магнезиту, ангидриту, гипсу, галиту и мирабилиту, а также зависимость степени насыщенности этих минералов от минерализации флюидов, глубины залегания нефтегазоносного комплекса, рН и температуры. Эти исследования показали недонасыщенность раствора при высоких значениях пластового давления [100].

Большинство АВПД обнаружено ниже кыновско-саргаевского водопора, что говорит о его хороших экранирующих свойствах. Кроме того, сложное строение и большое количество тектонических нарушений, расположенных в ордовикско-нижнедевонских отложениях, препятствует релаксации пластовых давлений в плане и способствует сохранению АВПД в этих отложениях.

8.8. Результаты изучения температурного поля глубоких горизонтов

Территория характеризуется крайне неравномерной изученностью температурного поля в плане и разрезе. В связи с этим были выбраны структуры, по которым имелась наиболее полная информация по температурам (а также по пластовым давлениям и минерализации флюидов), позволяющая изучить распределение температур в плане в узком интервале разреза (20–30 м) и определить их градиенты по напластованию пород. Исходная информация приведена в таблице 8.7.

Графики распределения температуры по всему разрезу позволили выявить наиболее изученные интервалы (рис.8.8), для которых в после-

Таблица 8.7

Значения температур, замеренных на близких глубинах по отдельным площадям центральной части Хорейверской впадины

| № скважины | Возраст | Температура, °С | Глубина, м |
|----------------------|-------------------|-----------------|------------|
| Восточно-Колвинская | | | |
| 51 | D _{3f1} | 97 | 4036 |
| 52 | D _{3fis} | 102 | 4050 |
| 100 | D _{3f1} | 88 | 4062 |
| 101 | | 90 | 4056 |
| Ардалинская | | | |
| 21 | D ₃ | 89 | 3290 |
| 22 | D _{3f2} | 80 | 3300 |
| 45 | | 84 | 3280 |
| 46 | | 86 | 3280 |
| 47 | | 78 | 3304 |
| 49 | | D ₃ | 78 |
| Западно-Хоседаюская | | | |
| 1 | D _{3f2} | 72 | 3100 |
| 3 | | 70 | 3065 |
| 5 | | 70 | 3100 |
| 7 | | 57 | 3084 |
| 8 | | 71,5 | 3130 |
| 9 | D ₃ | 70 | 3100 |
| 10 | D _{3f2} | 69 | 3119 |
| 12 | | 73,2 | 3030 |
| 13 | | 66 | 3106 |
| 20 | | 70 | 3158 |
| 21 | | D ₃ | 63 |
| 40 | D _{3f2} | 71 | 3081 |
| 41 | | 71 | 3100 |
| 42 | | 66 | 3100 |
| 44 | | 68 | 3050 |
| Восточно-Сихорейская | | | |
| 16 | D _{3f2} | 71 | 3116 |
| Сихорейская | | | |
| 1 | D _{3f2} | 72 | 3100 |
| 50 | | 71 | 3095 |
| 51 | | 70 | 3115 |
| Гэдинская | | | |
| 1 | D _{3f2} | 75 | 3210 |
| 40 | | 75 | 3205 |
| 41 | | 78 | 3170 |
| 42 | | 74 | 3185 |
| 43 | | 66,5 | 3162 |
| Сюрхаратинская | | | |
| 1 | D _{3f2} | 75 | 3200 |
| 2 | | 77 | 3260 |

таблица 8.7 (окончание)

| № скважины | Возраст | Температура, °С | Глубина, м |
|---------------------|---------|-----------------|------------|
| Южно-Сурхаратинская | | | |
| 10 | Dзf | 76 | 3255 |
| 12 | | 78 | 3240 |
| Урерннская | | | |
| 30 | Dзf | 75 | 3210 |
| Северо-Хоседаюная | | | |
| 1 | Dзf | 68 | 3040 |
| 4 | | 68 | 3000 |
| 5 | | 65 | 3030 |
| 7 | | 67 | 2980 |
| 10 | | 67 | 3030 |
| 14 | | 65 | 3000 |
| 19 | | 65 | 3020 |
| 21 | | 66 | 3000 |
| 22 | | 68 | 3006 |
| 23 | | 65 | 3000 |
| 24 | | 70 | 3001 |
| 25 | | 67 | 3030 |

дующем строились аналогичные графики в более узком интервале разреза (рис.8.9). При этом предполагалось, что ошибка измерений может составлять 1°С (0,1°С техническая ошибка замера и 1°С за счет естественного градиента – 1°С на 20–30 м мощности). Такой анализ был проведен для ряда структур центральной части Хорейверской впадины, Колвинского мегавала и вала Сорокина.

Восточно-Колвинская структура. Распределение температуры в структуре для всего разреза в интервале 2500–4100 м приведено на рисунке 8.8. Из него видно, что ниже глубины 3400 м вертикальный градиент температуры резко увеличивается до 10°С/100м. В верхней части изучаемого разреза градиент составляет 3,3°С/100м. Для изучения распределения температуры в плане был выбран интервал 4030–4060 м, в который попадает наибольшее число скважин. Распределение температуры в плане в виде градиентов приведено на рисунке 8.10.

Анализ полученной схемы латеральных градиентов температур показывает, что на глубине 4030–4060 м максимальный перепад температур достигает 14°С между скважинами 52 и 100; 12°С между 52 и 101 скважинами. Максимальное значение температуры для этого интервала отмечено в расположенной в присводовой части структуры скважине 52 и составляет 102°С (по своду нет данных).

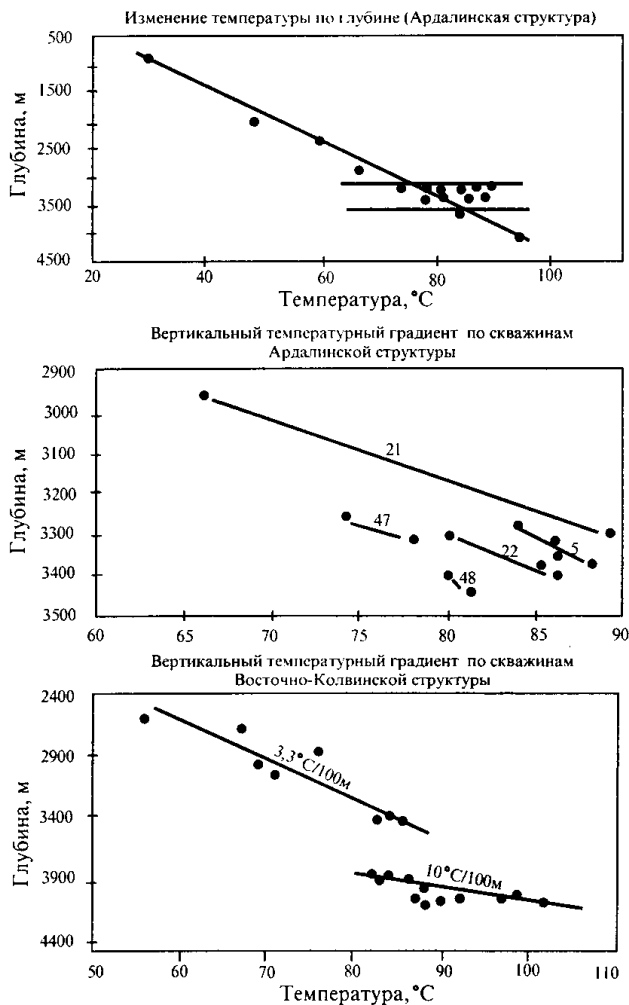


Рис. 8.8. Изменение температуры по глубине на площадях центральной части Хорейверской впадины

Таким образом, как и поле пластовых давлений, температурное поле в пределах Восточно-Колвинской структуры в верхнедевонско-турнейском нефтегазоносном комплексе характеризуется существенной неоднородностью в горизонтальной плоскости, разнонаправленными градиентами и существенным изменением температурного градиента по верти-

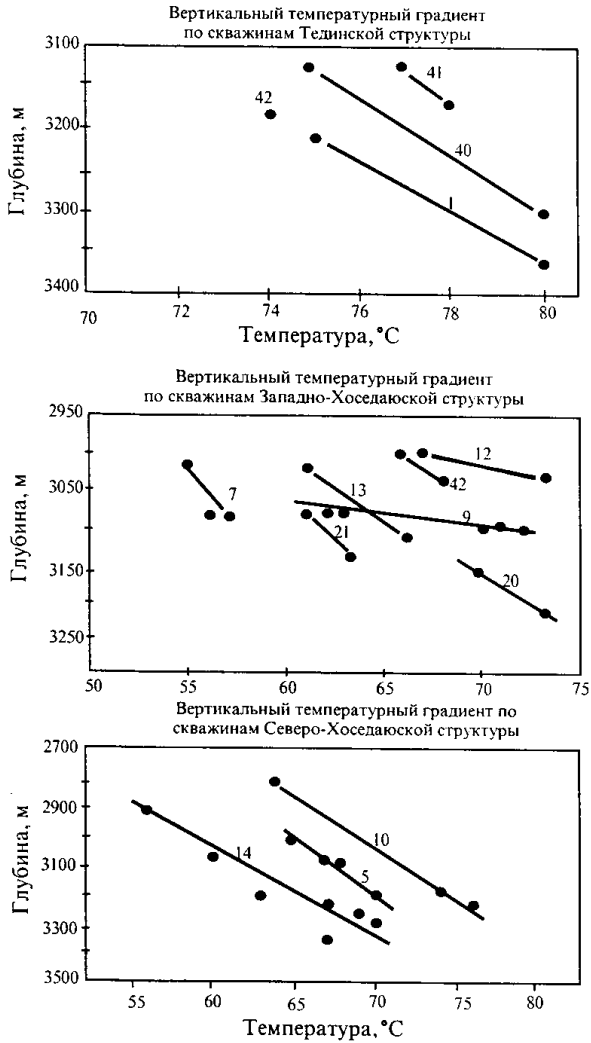


Рис. 8.9. Изменение температуры по глубине
Цифры у прямых – номера скважин

кали, что может быть объяснено термодинамическими процессами, протекающими или с поглощением или с выделением тепла в различных частях разреза.

Ардалинская площадь. График изменения температур дан в интервале 900–3600 м приведен на рисунке 8.10. Здесь в интервале 3250–3450 м, наряду с увеличением температуры с глубиной наблюдается изменение температуры в горизонтальной плоскости. Анализ построенного только для этого интервала графика зависимости температуры от глубины по отдельным скважинам показывает, что величина вертикального температурного градиента практически не меняется, но происходит смещение графиков по оси температуры (см. рис.8.10). Это свидетельствует об изменении абсолютного значения температуры на одинаковой глубине для разных скважин. Это может быть связано (если исключить технические ошибки замера температур) только с различной интенсивностью тепловых потоков по площади месторождения.

Распределение латеральных температурных градиентов по площади и величины перепада температур между скважинами показаны на рисунке 8.10. Максимальный перепад температур на Ардалинской пло-

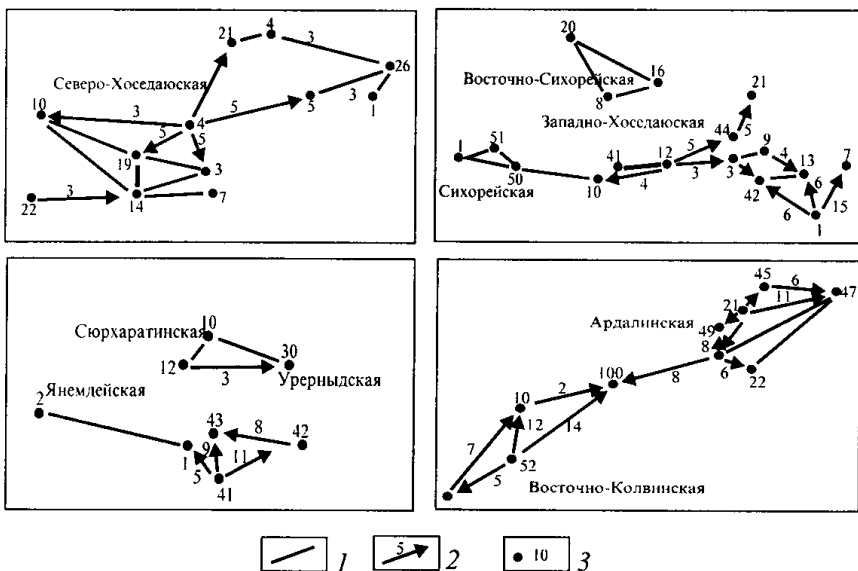


Рис. 8.10. Направления латеральных градиентов и перепад температур в пределах центральной части Хорейверской впадины

1 – отсутствие градиента температур (перепад менее 2°C); 2 – направление градиента температур (цифра у стрелки – перепад температур между скважинами, °C); 3 – скважина и ее номер

щадя составляет 11°C (между скв.21-49 и 21-47). Максимальное значение температуры (89°C) приурочено к своду структуры, а характер распределения изолиний температуры в плане в целом не совпадает со структурным планом этой площади.

На *Западно-Хоседаюской* и близлежащих площадях наибольшее количество замеров температуры по большинству скважин попадает в интервал 3000–3120 м (см. табл.8.7). Распределение температур по скважинам в этом интервале показано на рисунке 8.9, где наблюдается картина, аналогичная распределению температуры на Ардалинской площади. Также хорошо видно смещение графиков по оси температуры при неизменном вертикальном температурном градиенте. Исключением является значение высокого вертикального градиента по скважинам 9 и 12. По остальным скважинам значения вертикального градиента $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{м}$. Наибольшее количество данных по максимальному количеству скважин попадает в интервал 3080–3100 м. В его пределах температура меняется от 57 до 71°C (см. рис.8.9). Для этого наиболее изученного интервала построена схема, отражающая распределение латеральных температурных градиентов (см. рис.8.10). Максимальные значения температуры составляют 73°C в скважине 12-Западно-Хоседаюская и 71°C в скважине 1-Сихорейская, скважине 1-Западно-Хоседаюская и приурочены к сводовым частям структур. Наибольший перепад – 9°C , отмечен между скважинами 13 и 7-Западно-Хоседаюские. В целом можно отметить, что Западно-Хоседаюская структура характеризуется относительно небольшими перепадами температуры ($2\text{--}5^{\circ}\text{C}$), здесь выявлены безградиентные температурные зоны.

На *Северо-Хоседаюской* площади распределение температуры в плане было изучено в интервале глубин 3000–3030 м. На графиках температуры от глубины по скважинам для этого интервала (см. рис.8.9) видно, что происходит их смещение по оси температуры, свидетельствующее о неоднородности температурного поля. Максимальные значения температуры, так же как и на площадях, рассмотренных выше, приурочены к центральной части структуры – 70°C . Перепад температуры достигает 5°C . Анализ схемы распределения латеральных температурных градиентов показал, что для большей части Северо-Хоседаюской площади характерно безградиентное поле температуры (см. рис.8.10). Наличие безградиентной области может свидетельствовать об отсутствии в пределах Северо-Хоседаюской площади конвективного теплопереноса.

Анализ температурного поля на структурах *Сюрхаратинской* группы поднятий (*Сюрхаратинская*, *Южно-Сюрхаратинская*, *Тэдинская*, *Пюсейская* и *Янемдейская*) в плане и разрезе (см. рис. 8.9, 8.10) показал его неоднородность. Для *Тэдинской* площади выявлено смещение графиков вертикального температурного градиента по оси температуры. Максимальное значение составляет 78°C в скважинах 43-*Тэдинская* и 12-*Южно-Сюрхаратинская*.

Температурные аномалии и их распределение в пределах Печорского нефтегазоносного бассейна рассмотрены в работах [135, 136]. Происхождение геотемпературных аномалий авторы связывают с интрузивными телами, сформированными предположительно в пермско-триасовое время и установленными бурением и геофизическими исследованиями, а также с гидротермальной деятельностью в постинтрузивное время. Геотермические градиенты в районах аномалий, по данным авторов, достигают $6,1-7,64^{\circ}\text{C}/100\text{м}$, причем «с глубиной они могут увеличиваться вдвое (*Западный Тэбук*, *Джьер*)». Ими же отмечается совпадение в разрезе геотермических и гидрохимических аномалий на глубинах -1000 и -2000 м в водах среднедевонских и нижнефранских отложений.

Выявленные аномалии тяготеют как к молодым разломам, так и к зонам глубинных разломов, активизировавшихся в новейшее время (*западный склон гряды Чернышева*). Это доказывается наличием термальных источников с температурой до 30°C в районах *Пымва-Шор*, *Еджид-ю*, «теплого» озера *Сыв-ю* [136].

Таким образом, для всех изученных площадей характерна неоднородность поля температур в плане и разрезе. Объяснить это можно несколькими причинами:

1. Активные термодинамические процессы, протекающие с поглощением или выделением тепла, для чего необходимо изменение ранее сложившегося термодинамического равновесия. Свидетельством этому может служить существенное изменение градиентов температур на различных глубинах и по разным скважинам в пределах одной площади. Например, на *Восточно-Колвинской* площади в интервале глубин $3800-4000$ м вертикальный температурный градиент равен $10^{\circ}\text{C}/100$ м, а в интервале $2600-3400$ м он равен нормальному градиенту $-3,3^{\circ}\text{C}/100$ м.

2. Тепловые потоки различной интенсивности в пространстве, поступающие с нижней границы (фундамента). В пользу этого свидетель-

ствуется смещение графиков по различным скважинам вдоль оси температур, установленное на Гэдинской, Западно-Хоседаюской, Северо-Хоседаюской и других структурах.

3. Наличие неоднородного поля температур подтверждает отсутствие латерального движения (конвективного теплопереноса) глубоких флюидов и ранее высказанную гипотезу о пластово-блоковом строении глубоких горизонтов и влиянии нижней границы [52–54].

8.9. Результаты изучения поля минерализации глубоких флюидов

Поле минерализации, так же как и температурное поле, изучалось в пределах локальных площадей, по возможности на тех же, где было изучено барическое и температурное поля. С целью определения наличия и направления градиента минерализации между точками (скважинами) выбирались такие значения минерализации, которые были замерены практически на одной и той же глубине, интервал не более 50 м. Ниже приведены результаты изучения распределения минерализации в узких хорошо изученных интервалах разреза (табл.8.8).

Восточно-Колвинская, Ардалинская и Ошкотынская структуры расположены близко друг от друга поэтому они изучались совместно. Это интересно с точки зрения установления наличия и направления градиента пластовых давлений между структурами, хотя основное внимание было уделено изучению минерализации флюидов в пределах каждой из этих структур.

Значения минерализации на Восточно-Колвинской структуре меняются от 135 до 196 г/дм³, на Ардалинской – от 163 до 198 г/дм³ (см. табл.8.8). На схемах направлений градиентов минерализации (рис.8.11) видно, что в центральной части Восточно-Колвинской структуры (скв.50, 52) расположен ярко выраженный максимум минерализации до 196 г/дм³, от которого происходит снижение минерализации по крыльям структуры. Аналогичная картина наблюдается на Ардалинской площади, где в центре выявлена безградиентная зона с максимальными значениями минерализации (до 198 г/дм³), которые уменьшаются к краям структуры. Перепад минерализации в пределах Ошкотынской площади составляет 42 г/дм³.

Таблица 8.8

Значения минерализации флюидов, замеренных на близких глубинах по некоторым площадям Хорейверской впадины

| № скважины | Глубина отбора пробы, м | Минерализация, г/дм ³ |
|---------------------|-------------------------|----------------------------------|
| Восточно-Колвинская | | |
| 50 | 3398 | 196 |
| 100 | 3406 | 174 |
| 50 | 3462 | 187 |
| 52 | 3471 | 177 |
| 50 | 3714 | 175 |
| 51 | 3772 | 135 |
| 52 | 3828 | 150 |
| Дюсушевская | | |
| 160 | 3343 | 189 |
| 57 | 3480 | 129 |
| 55 | 3491 | 146 |
| Ардалинская | | |
| 47 | 3326 | 175 |
| 21 | 3344 | 197 |
| 22 | 3384 | 184 |
| 49 | 3386 | 198 |
| 45 | 3394 | 163 |
| Ошкатынская | | |
| 42 | 3274 | 172 |
| 44 | 3278 | 130 |
| Сюрхаратинская | | |
| 2 | 3310 | 202 |
| 4 | 3310 | 199 |
| 3 | 3354 | 197 |
| Южно-Сюрхаратинская | | |
| 12 | 3249 | 152 |
| 10 | 3270 | 194 |
| Висовая | | |
| 2 | 3180 | 176 |
| 3 | 3250 | 167 |
| 5 | 3197 | 181 |
| 6 | 3230 | 152 |
| Северо-Хоседаюская | | |
| 2 | 2998 | 177 |
| 22 | 3024 | 168 |
| 19 | 3028 | 177 |
| Северо-Хоседаюская | | |
| 10 | 3031 | 174 |
| 14 | 3036 | 175 |
| 18 | 3053 | 169 |
| 21 | 3072 | 158 |
| 4 | 3072 | 143 |

таблица 8.8 (окончание)

| № скважины | Глубина отбора пробы, м | Минерализация, г/дм ³ |
|--------------------|-------------------------|----------------------------------|
| 26 | 3085 | 175 |
| 5 | 3119 | 182 |
| Северо-Хоседаюская | | |
| 7 | 3242 | 177 |
| 24 | 3250 | 176 |
| 3 | 3231 | 204 |
| Сихорейская | | |
| 1 | 3148 | 137 |
| 8 | 3175 | 177 |
| 16 | 3130 | 193 |
| 51 | 3156 | 199 |
| Тэдинская | | |
| 43 | 3186 | 178 |
| 40 | 3228 | 154 |
| 41 | 3293 | 152 |
| 42 | 3332 | 197 |
| Пюсейская | | |
| 22 | 3368 | 141 |
| Сейнорогояхинская | | |
| 1 | 3660 | 147 |
| Урернырдская | | |
| 30 | 3228 | 152 |

При анализе соотношений минерализации в одном интервале глубин между скважинами этих структур наблюдается значительный градиент минерализации в направлении к зоне сочленения Ардалинской и Восточно-Колвинской структур (скв.100). Со стороны Ардалинской площади перепад минерализации составляет 24 г/дм³, со стороны Восточно-Колвинской – 22 г/дм³.

Западно-Хоседаюская структура расположена в центральной части Хорейверской впадины, имеет узкую, несколько вытянутую с запада на восток форму. Вместе с ней анализировалось поле минерализации для Сихорейской, Восточно- и Северо-Сихорейской площадей. Значения минерализации в пределах этих площадей колеблется от 122 до 199 г/дм³, что свидетельствует о значительной неоднородности поля минерализации. Анализ схемы градиентов минерализации (рис.8.12) показал наличие в пределах этих структур нескольких максимумов минерализации. Причем некоторые наибольшие значения минерализации, достигающие 190–191 г/дм³ (скв.12, 43 – Западно-Хоседаюские) и 193 г/дм³ (скв.16 –

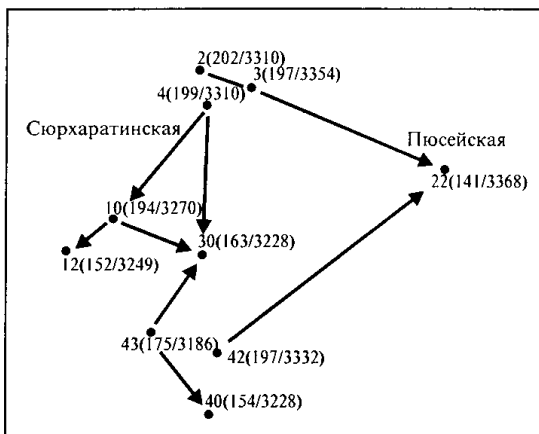
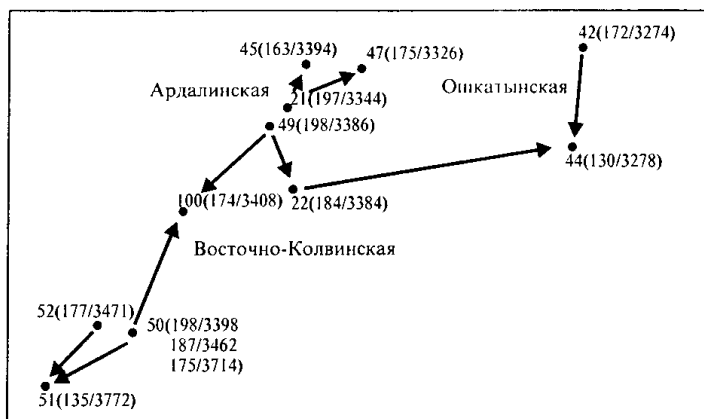


Рис. 8.11. Направления градиентов минерализации в пределах отдельных площадей центральной части Хорейверской впадины

Цифры – номера скважин; в скобках: числитель – минерализация, г/дм³, знаменатель – глубина отбора пробы; стрелка – направление градиента (отсутствие стрелки – отсутствие градиента)

Восточно-Сихорейская), также приурочены к центральной части структуры. Максимальные значения минерализации на Сихорейской площади приурочены к ее западному краю. В целом здесь наблюдается мозаичное распределение минерализации флюидов, которое исключает возможность латерального их движения.

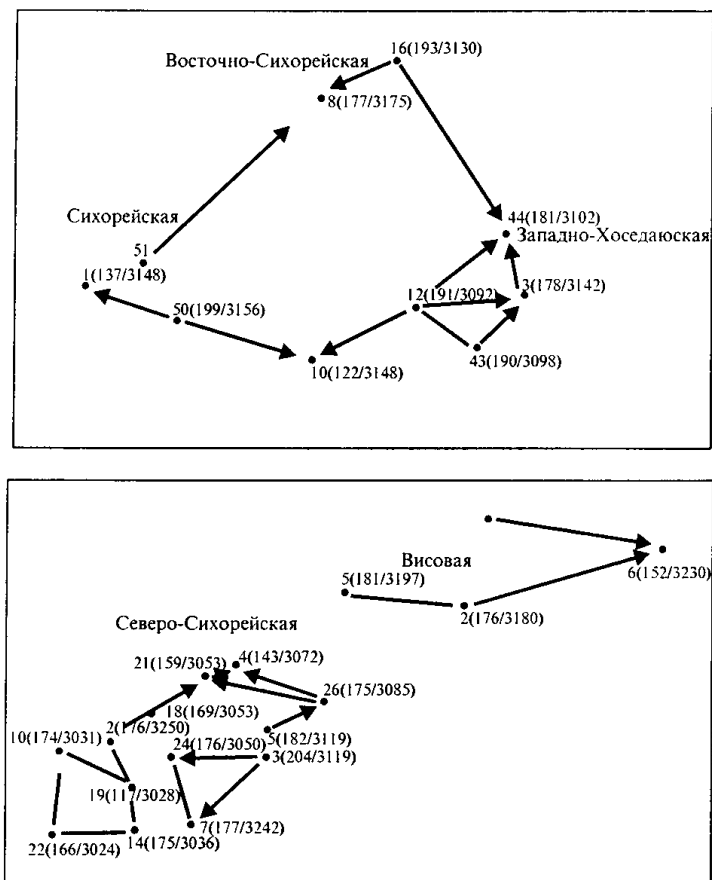


Рис. 8.12. Направления градиентов минерализации в пределах отдельных площадей Хорейверской впадины

Условные обозначения см. на рис. 8.11

Северо-Хоседаюская структура это наиболее крупная и хорошо изученная структура центральной части Хорейверской впадины. Значения минерализации в ее пределах изменяются от 143 до 204 г/дм³. Расположенная рядом Висовая структура характеризуется значениями 152–181 г/дм³. Анализ схемы латеральных градиентов минерализации (см. рис.8.12) показал, что на юго-западе структуры расположена относительно крупная безградиентная зона минерализации флюидов (174–

177 г/дм³). Интересно, что по результатам изучения температурного и барического поля в пределах этой части структуры также была выделена безградиентная зона. Такая ситуация складывается на большинстве изученных структур.

Таким образом, поле минерализации в плане и разрезе существенно неоднородно. Наблюдается довольно сложная картина распределения минерализации и температуры даже в узком интервале глубин 30–50 м.

Для подтверждения вывода о пластово-блоковом строении были привлечены независимые геохимические исследования о составе углеводородных флюидов из обнаруженных в пределах Хорейверской впадины залежей [58, 88].

Месторождения нефти установлены на Восточно-Колвинской, Западно-Ошкатынской, Сихорейской, Западно- и Северо-Хоседаюской, Янемдейской, Тэдинской, Сюрхаратинской, Южно-Сюрхаратинской, Пюсейской и других площадях. Все залежи приурочены к верхнедевонским карбонатным коллекторам. Для этих структур и этого нефтегазоносного комплекса осуществлены детальные гидродинамические построения (см. рис.8.4).

В целом изученные нефти характеризуются значительным разнообразием как по физико-химическим параметрам, так и по индивидуальному углеводородному составу. Можно выделить несколько групп нефтей, имеющих сходные физико-химические параметры и углеводородный состав.

К первой группе относятся нефти Восточно-Колвинского и Западно-Ошкатынского месторождений. Они характеризуются небольшими и средними значениями плотности (0,848–0,856 г/см³). Содержание легких фракций (н.к. – 200°C) составляет 21–23%, смолисто-асфальтеновых компонентов – от 7,6 до 10,1%. Несколько отличаются нефти этих двух месторождений содержанием твердых парафинов; на Западно-Ошкатынском месторождении их значительно больше, чем на Восточно-Колвинском (13,4 и 2,4%, соответственно).

В углеводородном составе насыщенных фракций (200–430°C) отмечается полный ряд нормальных алканов (от C₁₂ до C₃₄) и изопренанов (C₁₄ до C₂₀). Максимум распределения нормальных алканов приходится на C₂₀. Среди изопренов превалирует пристан. Отношение пристан/фитан составляет 1,1.

Ко второй группе относятся нефти Центрально-Хорейверского поднятия (Сихорейское, Верхне-Сихорейское, Западно-Хоседаюское, Янем-

дейское, Тэдинское месторождения). Эти нефти тяжелые (0,874–0,930 г/см³), сернистые и сильно сернистые (2,2–3,7%) с большим содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов (13,8–24,4%). Причем среди последних часто асфальтены содержатся в больших концентрациях, чем смолы. Отмечается большое содержание твердых парафинов (8,7–17,9%) и незначительное содержание легких фракций (от 3 до 9%), и только на Сихорейской площади их концентрация достигает 19%.

В углеводородном составе нефтей этой группы, так же как и в предыдущей, фиксируется полный ряд нормальных алканов и изопренанов, но отмечается два максимума в распределении нормальных алканов. Один приходится на низкомолекулярные алканы C₁₅ и C₁₇, второй – на высокомолекулярные C₂₄–C₂₇. Среди изопренанов превалирует фитан. Отношение притан фитан составляет около 0,5. Кроме того, на хроматограммах этих нефтей отмечаются пики УВ тритерпанового ряда.

К следующей группе относятся нефти из месторождений Сюрхаратинской зоны поднятий (Сюрхаратинское, Южно-Сюрхаратинское, Урернырдское, Пюсейское). По физико-химическим параметрам они близки к нефтям Центрально-Хорейверского поднятия, рассмотренных выше. Отличает их более высокое содержание легких фракций (16–21%) и значительно меньшие концентрации твердых парафинов (2,5–8,2%).

Для них, так же как для нефтей предыдущей группы, характерно наличие полного ряда нормальных алканов и изопренанов, однако максимум приходится на C₁₄. Среди изопренанов отмечается большое содержание фитана. Отношение пристан/фитан равно 0,3/0,4. Существенное отличие нефтей этой группы от рассмотренных ранее проявляется в углеводородном составе насыщенных фракций на основании большого концентрационного содержания углеводородов тритерпанового ряда.

Таким образом, среди рассмотренных нефтей центральной части Хорейверской впадины можно выделить три типа, каждый из которых обладает специфическим набором физико-химических параметров и углеводородного состава. Формирование состава происходило при определенных, свойственных только данному типу нефтей термобарических условиях. С генетической точки зрения достаточно уверенно можно говорить, что нефти рассмотренных групп различаются между собой.

Так, нефти Восточно-Колвинского и Ардалинского месторождений формировались в достаточно «жестких» термобарических условиях из

органического вещества смешанной гумусо-сапропелевой природы. Нефти Центрально-Хорейверского поднятия имеют, по всей видимости, смешанную природу. Основными компонентами системы при этом являются нефти морского генезиса и нефти типично гумусовые, а смешение их могло происходить непосредственно в скоплениях. Это означает, что в уже сформированные залежи одного типа поступали дополнительные порции УВ иной генетической природы. Движение последних могло осуществляться из нижних горизонтов осадочного чехла по ослабленным зонам (зоны разломов или зоны трещиноватости). Возможность этого процесса подтверждается палинологическими данными. Нефти же Сюрхаратинской группы, обогащенные УВ тритерпанового ряда, могли сформироваться из органического вещества, накапливающегося в условиях быстрой литификации осадков, когда биомасса сохраняется от уничтожения.

Существовавшие ранее (во время формирования нефтей) различные термобарические условия не противоречат выводам, сделанным ранее (см. выше), т.е. наличие существенно неоднородных полей температур и давлений было возможно в прошлые геологические эпохи и существуют они и в настоящее время. Это подтверждает вывод о пластово-блоковом строении глубоких частей разреза и о существовании границ между блоками.

Таким образом, по результатам комплексного анализа в пределах центрального Хорейверского поднятия северной части Печорского НГБ имеет место неоднородность барического, температурного, гидрогеохимического полей и геохимии нефтей. Рассмотрим связи между ними более детально на примере верхнефранско-турнейского комплекса Северо-Хоседаюской площади.

Анализ гидродинамического профиля вдоль структуры и схемы латеральных градиентов (см. рис.8.4) позволяет выделить в пределах этой площади два блока и с некоторой условностью третий, отличающиеся гидродинамическими, температурными и гидрогеохимическими условиями, а также геохимическими свойствами нефтей.

Первый расположен на юго-западе площади (скв.10, 19, 23, 7, 14, 22); площадь его 25–30 км². В его пределах приведенные давления меняются от 24 до 24,5 МПа, а замеренные на одной глубине (3000–3070 м) – 31–31,5 МПа, т.е. перепад давлений составляет 0,5 МПа. В связи с малым перепадом пластовых давлений этот блок может быть охарактеризован как безградиентный. Блок отличается максимальными значения-

ми температур и минерализации флюида. Градиенты концентраций (так же как и пластовых давлений) отсутствуют.

Этот блок содержит нефти, в насыщенной части которых отмечается несколько максимумов. Первый приходится на нечетные низкомолекулярные *n*-алканы $C_{15, 17, 19}$, второй отмечается в высокомолекулярной области C_{22-28} . Среди изопренанов преобладает фитан. Предполагается, что формирование нефтей такого состава происходило за счет многократного поступления в залежь углеводородов различной генерации [58, 88]. В частности преобладание нечетных низкомолекулярных гомологов отмечается в нефтях из ордовикско-нижнедевонского комплекса. По всей видимости, этот блок имел на каком-то этапе развития гидродинамическую связь с нижележащими толщами.

Второй блок расположен в северо-восточном направлении от первого на расстоянии 4 км. В нем пластовые давления возрастают до 33 МПа (скв.2, 3, 24, 33). Размеры этого блока составляют около 10 км². В пределах этого блока наблюдаются незначительный градиент пластовых давлений и температур (перепад температур 2–3°C). В этом блоке фиксируются максимальные значения концентрации флюида. Совпадение максимумов давлений, температур и концентраций может быть объяснено тем, что в настоящее время идет процесс перетекания (поступления) снизу более горячих и высокоминерализованных флюидов.

Нефти этого блока отличаются от первых тем, что в них нет преобладания нечетных низкомолекулярных алканов $C_{15, 17, 19}$.

В третьем блоке, выделенном условно и расположенном в северо-восточном направлении от второго (см. рис.8.4), наблюдается смена пьезомаксимумов и пьезоминимумов в поле пластовых давлений. Распределение температур аналогично первому блоку.

Нефти этого блока по соотношению УВ в насыщенной фракции относятся к нефтям, генерированным из органического вещества смешанного гумусово-сапропелевого типа. Максимум распределения *n*-алканов в них приходится на УВ состава $C_{21, 22, 23}$, причем среди изопренанов пристан превалирует над фитаном. По составу нефти можно с уверенностью говорить, что в пределах этого блока отсутствовала гидродинамическая связь с нижележащими отложениями.

Таким образом, пластово-блоковое строение глубоких частей разреза подтверждается по четырем изученным параметрам: пластовое давление, температура, концентрация и геохимия нефти. Аналогичные выводы получены по результатам моделирования Хорейверской впадины,

Колвинского мегавала и вала Сорокина. Подчеркнем, что выделение границ между блоками носит в определенной мере условный характер, что связано с неполной информацией и неравномерной изученностью территории.

8.10. Типизация гидродинамических блоков

В качестве относительно изолированного гидродинамического блока рассматривается часть пластовой системы, ограниченная в плане и разрезе относительно непроницаемыми границами и характеризующаяся единством условий формирования глубоких флюидов.

Как по результатам моделирования региона в целом, так и по результатам детального анализа гидрогеологических условий на отдельных структурах с использованием различных методик были выделены блоки, которые характеризуются различными особенностями гидродинамического, температурного и гидрогеохимического полей. Наличие таких блоков определяет необходимость хотя бы в общих чертах осуществить их систематизацию, а также рассмотреть их природу.

Основным критерием типизации гидродинамических блоков явилось соотношение трех основных гидрогеологических параметров в каждом выделенном блоке с параметрами в соседних блоках. Этими параметрами являются пластовое давление в блоке, температура и минерализация.

Сопоставление и комплексный анализ распределения давлений, температур и минерализации позволил охарактеризовать гидрогеодинамику и особенности формирования глубоких флюидов в некоторых блоках и хотя бы в общих чертах осуществить их систематизацию. В отдельных случаях привлекались данные по геохимии нефти. На основе анализа сочетания этих характеристик было выделено два основных типа гидродинамических блоков и их подтипы.

Анализ результатов проведенных исследований показывает, что в гидродинамическом отношении могут быть выделены два типа блоков. Первый – с более высокими значениями пластовых давлений, по отношению к окружающим его блокам. Второй, напротив, характеризуется пониженными значениями пластовых давлений по отношению к таковым в рядом расположенных блоках.

Размеры выделенных блоков определяются как геолого-гидрогеологической ситуацией, так и состоянием изученности территории. В соот-

ветствии с этим выделяются блоки различного объема в плане и разрезе. В разрезе блок может охватывать один или несколько нефтегазоносных комплексов, а иногда – только часть нефтегазоносного комплекса.

Площадь блоков в плане меняется от 10–25 до 1000–5000 км². Наиболее крупные блоки выявлены в Хорейверской впадине, где они, как правило, имеют сложную изометричную форму, что связано с различным типом (генезисом) границ. На вале Сорокина и Колвинском мегавале блоки в основном имеют меньшую площадь, которая увеличивается вверх по разрезу, т.е. вверх по разрезу блоки вырождаются.

Эти блоки имеют сложную форму, которая также определяется типом границ и их геометрией. Генетическая природа границ и характер их проявления в гидродинамическом отношении могут быть существенно различными в пространстве.

Во всем изученном разрезе в отложениях от ордовикского до триасового возраста (общая мощность около 4000 метров) наблюдаются разнонаправленные латеральные градиенты пластовых давлений, отражающие сложную картину структуры поля пластовых давлений глубоких флюидов. Максимальные градиенты наблюдаются в силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе – до единицы, уменьшаясь вверх по разрезу до полного отсутствия в верхнепермско-триасовом нефтегазоносном комплексе. В том же направлении уменьшаются и значения вертикальных градиентов. Кроме сложной картины распределения градиентов давления, для рассматриваемой территории характерно также и незакономерное распределение латеральных градиентов температур и минерализации флюидов. Все это подтверждает вывод о слоисто-блоковом строении глубоких частей разреза северной части Печорского НГБ.

Наличие областей с АВПД подтверждает вывод о пластово-блоковом строении глубоких частей разреза северной части Печорского НГБ.

Наличие относительно изолированных в гидродинамическом отношении блоков в пределах северной части Печорского НГБ приводит к тому, что региональные потоки в глубоких элементах разреза как в пределах относительно крупных структурных элементов (Хорейверская впадина, Колвинский мегавал и вал Сорокина), так и структур третьего и более мелких порядков, отсутствуют.

Перепады давления между блоками в среднем 2–3 МПа, в областях с АВПД они достигают 10–14 МПа, что больше ошибок приведения. В Хорейверской впадине контрастность между блоками наименьшая, перепад пластовых давлений составляет в основном 2–5 МПа, достигая

максимальных величин лишь на небольших участках севера впадины в силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе (до 10 МПа). Наиболее контрастное поле наблюдается в центральной и южной части Колвинского мегавала (ΔP составляет 2–14 МПа), особенно в областях, граничащих с зоной АВПД.

Вал Сорокина занимает промежуточное место. Здесь перепад пластовых давлений между блоками достигает в нижнем нефтегазоносном комплексе 6 МПа и практически исчезает в верхнем (верхнепермско-триасовом) нефтегазоносном комплексе.

Значение пластового давления в блоках и его изменение может быть связано как чисто с гидродинамическими, так, вероятно, и с другими процессами, о чем свидетельствует его сочетание с температурой и минерализацией. Сопоставление и комплексный анализ распределения давлений, температур и минерализации флюидов позволяет охарактеризовать гидрогеодинамику и особенности ее формирования в некоторых блоках и в общих чертах осуществить систематизацию блоков. Для этого в отдельных случаях (когда имелась необходимая информация) привлекались данные по геохимии нефти. На основе анализа сочетания этих характеристик было выделено два основных типа гидродинамических блоков и их подтипы.

Блоки первого типа

Это, как правило, крупные блоки, в пределах которых наблюдается практически безградиентное распределение гидродинамического потенциала между несколькими опробованными скважинами (перепад потенциала меньше или равен 0., МПа) и перепад температур составляет 2–3°C. К ним в пределах верхнефранско-турнейского нефтегазоносного комплекса Хорейверской впадины относятся: Северо-Хоседаюская (скв.10, 19, 23, 7, 14, 22), Южно-Сюрхаратинская, Пюсейская, Тэдинская, а также Западно-Хоседаюская (скв.12, 44, 3, 43, 42, 13) площади.

По результатам моделирования в силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе такой значительный по размерам блок выделен в северо-западной части Хорейверской впадины. На вале Сорокина во всех нефтегазоносных комплексах выделяется несколько блоков, характеризующихся малоградиентной зоной пластовых давлений, а верхнепермско-триасовый нефтегазоносный комплекс представляет собой два практически безградиентных блока.

Такая ситуация в распределении полей давления, температуры и минерализации подземных флюидов может свидетельствовать об отсутствии в настоящее время значимого движения подземных флюидов в пределах блоков этого типа. Кроме того, здесь в стабильных термобарических условиях не существует предпосылок для активных физико-химических процессов в настоящее время, которые могли бы привести к усложнению структуры поля пластовых давлений. Также, по-видимому, отсутствуют и изменения напряженного состояния пород, которые обычно приводят к дестабилизации гидрогеологической ситуации.

Блоки второго типа

Это блоки, характеризующиеся максимумом пластовых давлений, температур и минерализации по отношению к окружающей их территории – Северо-Хоседаюская (скв.2, 3, 24, 33), Восточно Колвинская (скв.52), Ардалинская (скв.46), Западно-Хоседаюская (скв.9, 11), Сихорейская (район скв.1) площади. Такая ситуация может быть объяснена существующим перетеканием снизу подземных флюидов, имеющих более высокое давление, температуру и концентрацию.

Количественно оценить вертикальное перетекание не представляется возможным, поскольку фильтрационные параметры среды и количественные характеристики процессов изменяются как в пространстве, так и во времени, и их однозначная оценка в настоящее время невозможна. Однако возможность такого перетока подтверждается данными по палинологии – древние формы микрофоссилий встречаются в более молодых отложениях, результатами изучения геохимического состава нефтей [58, 88] и другими косвенными данными.

Возможность вертикальной миграции в пределах локальных областей не противоречит существующим представлениям о проницаемости геологических сред глубоких горизонтов. Как известно, в общем случае субвертикальный поток подземных флюидов определяется проницаемостью пород (для глубоких горизонтов в основном трещиноватостью) и градиентом давлений.

Кроме того, и локальный привнос тепла может обеспечиваться конвективным теплопереносом, что подтверждается повышенными температурами в блоках с высокими значениями пластовых давлений (скв.24 Северо-Хоседаюской площади).

Очевидно, что при вертикальном перетоке подземных флюидов через слабопроницаемые породы важную роль играют литологические окна, связанные с фациальными замещениями, древними размывами. Но главная роль, вероятно, принадлежит трещинной проницаемости (см. гл.6). По существующим представлениям, трещинная проницаемость характеризуется неоднородным распределением. Считается, что максимальная трещиноватость приурочена к зонам тектонических нарушений. Так, в Печорском НГБ отмечены приуроченность проявлений УВ к зонам тектонических нарушений [100]. Это связано с формированием в приразломной области узкой зоны оперяющих трещин и ослабленных зон, по которым и осуществлялся основной подток подземных флюидов и УВ.

В пределах вала Сорокина некоторые из пьезомаксимумов пластовых давлений приурочены к зонам тектонических нарушений (например Варандейский разлом), что, по-видимому, связано с восходящим движением подземных флюидов по разломам.

Количество и степень раскрытости трещин не постоянны в геологическом масштабе времени. Их активизация (раскрытость, закрытость) может быть связана с цикличностью тектонических напряжений или с другими факторами. Хотя периоды интенсивных изменений напряжений могут быть весьма короткими, для миграции они имеют важное значение. Активизация старых трещин и возникновение новых могут увеличить проницаемость в периоды тектонической активности на несколько порядков. Как правило, новейшие тектонические движения приводят к подвижкам в зонах крупных тектонических нарушений и, как следствие, к увеличению трещиноватости. Варандейский региональный разлом классифицирован Н.А.Малышевым [126] как разлом непрерывного действия, что свидетельствует о его активности на современном этапе развития региона.

Кроме того, процессы вертикальной миграции отражаются и на гидрохимических особенностях. Аномалии гидрогеохимического поля, обусловленные перетеканием подземных флюидов, имеют локальную форму. Это показано на примере полуострова Мангышлак (А.И.Тимурзиев), Западной Сибири (А.А.Розин) и других территорий. Эти гидрохимические аномалии, как правило, приурочены к зонам тектонических нарушений или их пересечениям.

В отношении распределения трещиноватости пород в плане вне тектонически нарушенных зон существуют различные мнения. По мнению

разных исследователей, наиболее сильная трещиноватость развита как в сводовых частях структур, так и на ее периклиналях. В.Н.Киркинская и Е.М.Смехов отмечают: «На локальных поднятиях в общем случае участками относительно повышенной трещиноватости являются прежде всего периклинали. Распределение других участков интенсивной трещиноватости по структуре контролируется морфологическими особенностями рассматриваемого поднятия (узкий крутой свод, вершины дополнительных поднятий на широком пологом своде, крутые крылья)». В пределах вала Сорокина также наблюдается несколько пьезомаксимумов в верхнефранско-турнейском нефтегазоносном комплексе, которые приурочены к сводам структур (Варандейская, Седьягинская и др.)

Изменение трещинной проницаемости пород может быть связано и с самим процессом перетекания благодаря гидроразрыву. Одним из первых на это обратил внимание Э.Б.Чекалюк [195] – «При миграции жидкости и передаче ею давления из нижележащих слоев с высокой компрессионной компонентой такие явления носят локальный характер. Гидроразрыв происходит благодаря уменьшению объема минеральной массы породы под действием сжатия дополнительным давлением. Учитывая неоднородность механических свойств пород даже в пределах небольших участков (например, на площади антиклинальной структуры) добавочное давление в первые МПа не в одном, так в другом месте создаст гидроразрыв. В свете этих процессов вертикальная миграция становится самоактивизирующимся процессом».

Все вышесказанное подтверждает вероятность вертикальной восходящей миграции в пределах блоков второго типа и возможность формирования за счет этого отличительных гидрогеодинамических особенностей этих блоков.

Блоки третьего типа

Это блоки с минимальным значением пластовых давлений, но с максимальными температурой и минерализацией подземных флюидов установлены в районе Ардалинской (скв.21) и Лабаганской площадей. Такое распределение гидрогеологических параметров возможно, если блок открыт сверху и снизу, что создает предпосылки для релаксации пластовых давлений вверх по разрезу, т.е. в этом случае предполагается «сквоз-

ная» вертикальная миграция флюидов через этот блок. Геологические предпосылки для такой миграции существуют (см. блоки второго типа) и подтверждаются косвенными данными. В этом случае пластовое давление в блоке будет пониженным, а переток из нижележащего комплекса будет определять повышенные температуру и минерализацию подземных флюидов.

Блоки четвертого типа

К этому типу относятся блоки, в которых отмечаются минимальные значения пластовых давлений, температур и минерализации флюидов. Они, как правило, приурочены к зонам сочленения структур (например Ардалинская, Восточно-Колвинская и Сихорейская (скв.51) площади). Формирование гидродинамических блоков такого типа определяется в первую очередь устойчивым понижением пластовых давлений в блоке вследствие разгрузки флюидов в вышележащий нефтегазоносный комплекс или из-за уменьшения напряженного состояния в системе флюид–порода. Относительно длительное понижение давления может привести к активизации процессов, направленных на восстановление физико-химического равновесия в системе блока (например, выпадение карбонатов из раствора). Такие процессы в свою очередь приводят к уменьшению минерализации и снижению температуры флюида. Понижение температуры может быть также связано с эффектом Джоуля-Томпсона, который проявляется при переходе водорастворенного газа в свободное состояние при понижении пластового давления в блоке.

Блоки пятого типа

Блоки, где отмечаются максимальные значения потенциала и концентрации флюида, но минимальные значения температур (Инзырейская площадь), выделены как пятый тип. Инзырейская площадь отличается развитием в разрезе зон АВПД. Район этой структуры характеризуется интенсивными неотектоническими движениями, которые приводят к изменениям напряженного состояния в системе флюид–порода. В результате подобных процессов, вероятно, произошло повышение пластовых давлений, которое привело к увеличению растворимости минера-

лов и, как следствие, – к увеличению минерализации подземных флюидов.

Пониженные значения температуры флюида на этой площади могут объясняться эффектом охлаждения, наблюдаемым при переходе газа из растворенного состояния в свободное (см. предыдущий тип гидродинамического блока). Но в отличие от вышеописанного механизма дросселизации, который был связан с естественным понижением давления в системе блока, в данном случае имеет место техногенное воздействие. При бурении и испытании скважин на Инзырейской площади были отмечены интенсивные газопроявления, а при дегазации подземных флюидов могло произойти локальное понижение температуры в прискважинной зоне.

Блоки шестого типа

Блоки шестого типа характеризуются максимальными пластовыми давлениями и малоградиентным полем температуры с перепадом в 2–3°C (Сюрхаратинская и Тэдинская площади). Для определения структуры поля минерализации в данном случае недостаточно данных. Отсутствие максимума температур не позволяет говорить о возможности перетекания подземных флюидов снизу. А повышенное значение пластового давления, вероятно, связано с приложением сил сжатия к блокам данного типа.

Основные выводы

1. В региональном плане и на отдельных структурах наблюдаются разнонаправленные горизонтальные градиенты пластовых давлений, а на хорошо изученных структурах – разнонаправленные градиенты температур и минерализации. Это свидетельствует о пластово-блоковом строении глубоких горизонтов Печорского НГБ;

2. Экстремальные значения пластовых давлений, горизонтальных и вертикальных градиентов уменьшаются вверх по разрезу, а размеры блоков увеличиваются в том же направлении. Площадь блоков меняется от 25 до 5000 км². В разрезе блок может охватывать как один нефтегазоносный комплекс или его часть, так и несколько нефтегазоносных комплексов.

сов. Максимальные градиенты (до единицы) пластовых давлений наблюдаются в силурийско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе, уменьшаясь вверх по разрезу до полного отсутствия в верхнепермско-триасовом. В том же направлении уменьшаются и значения вертикальных градиентов.

3. Пластово-блоковое строение глубоких горизонтов исключает возможность регионального движения глубоких подземных флюидов в пределах Печорского НГБ.

4. Наличие областей с АВПД подтверждает пластово-блоковое строение глубоких частей разреза северной части Печорского бассейна.

5. Пластово-блоковое строение вырождается вверх по разрезу.

Глава 9

ФЛЮИДОДИНАМИКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО НГБ

9.1. Геологическое строение

Описание геологических, гидрогеологических условий и тектоники приводится по данным [34, 89]. Некоторые представления о геологическом строении и тектонике бассейна (особенно Терско-Сунженской области) можно получить из рисунка 9.1.

В пределах платформенной части Восточно-Предкавказского НГБ выделяют [34] фундамент и осадочный чехол. Фундамент сложен метаморфизованными и дислоцированными отложениями различного возраста (палеозой и ранний мезозой – триас) и состава (сланцы, песчаники, эффузивные и интрузивные породы). Породы фундамента сильнодислоцированы. Вскрытая мощность до 400 м, глубина залегания до 4000 м и более.

На складчатом фундаменте залегают отложения мезо-кайнозойского платформенного чехла, в строении которого принимают участие юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения (см. рис.9.1). Мощность осадочного чехла в наиболее погруженных частях фундамента достигает 4000 м и более.

Юрская система

Отложения юрского возраста распространены повсеместно и представлены всеми тремя отделами.

Нижнеюрские отложения (J₁)

Нижнеюрские отложения включают лотарингский, плинсбахский, домерский и тоарский ярусы. Отложения представлены песчаниками, кон-

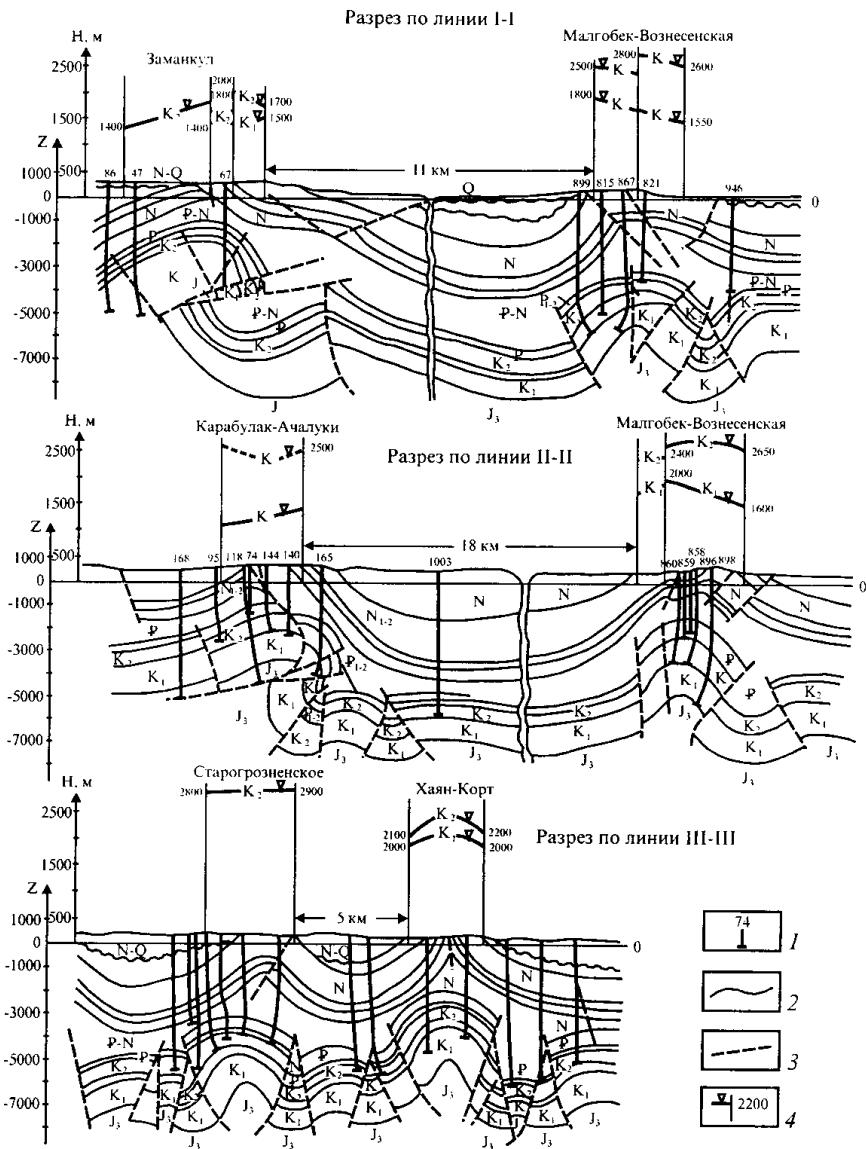


Рис. 9.1. Геолого-гидрогеологические разрезы Терско-Сунженского поднятия
 1 – скважина и ее номер; 2 – стратиграфические границы; 3 – разломы; 4 – значение приведенного уровня подземных вод в абс. отм.

гломератами, иногда дайками диабазов и туфов (Северная Осетия), алевролитами, алевритами, аргиллитами и сланцами. Мощность отдельных ярусов колеблется от 800 до 3000 м.

Среднеюрские отложения (J₂)

Среднеюрские отложения включают следующие ярусы: ааленский, байосский, батский. Отложения представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, порфиритами (байосский ярус). Мощность отложений отдельных ярусов колеблется от 200 до 1200 м.

Верхнеюрские отложения (J₃)

Верхнеюрские отложения включают келловейский, оксфордский, лузитанский, киммериджский и титонский ярусы. Келловейский ярус в нижней части представлен песчаниками, а в верхней – песчанистыми и железистыми известняками. Суммарная мощность отложений 50–60 м. Оксфордский ярус сложен битуминозными известняками и доломитами мощностью 400–500 м. Лузитанский ярус представлен массивными доломитами и известняками мощностью от 80 до 500 м. Киммериджский ярус сложен известняками мощностью до 600 м. Титонский ярус – известняками различного происхождения (включая рифовые), доломитами, песчаниками мощностью до 2000 м.

Меловая система

Меловые отложения распространены повсеместно и представлены двумя отделами.

Нижнемеловые отложения (K₁)

Нижнемеловые отложения включают породы валанжина, готерива, баррема, апта и альба суммарной мощностью от 500 до 1150 м. Отложения валанжина представлены известняками, иногда доломитизированными, и мергелями. Готерив представлен мергелистыми песчаниками и известняками. Отложения баррема – мергелистыми песчаниками, а в верхней части – известковистыми песчаниками с прослоями глин. Аптские отложения – мергелистые и глинистые песчаники мощностью до 200 м. Отложения альба в нижней части представлены мергелистыми песчаниками, а в верхней – известковистыми глинами мощностью до 120 м.

Верхнемеловые отложения (K₂)

Верхнемеловые отложения распространены повсеместно и включают все свои ярусы. Они представлены известняками с прослоями мергелей и в редких случаях – песчаников. Литологический состав практически не меняется. Мощность отложений от 30 до 800 м.

Кайнозойская группа

Палеоген-неогеновые отложения (P–N)

Палеоценовые отложения относятся к трем свитам: эльбурганской (кремнистые мергели мощностью до 180 м), свите Горячего Ключа (аргиллиты с прослоями песков и песчаников в средней части разреза мощность до 180 м) и абазинской (кремнистые мергели с прослоями опок).

Эоцен (P₂)

В составе эоцена выделяют три свиты: черкесскую (песчанистые и глинистые мергели мощностью до 170 м), кумскую (сланцеватые мергели мощностью до 100 м) и белоглинскую (глинистые мергели мощностью 70–200 м).

Майкопская серия (олигоцен – нижний миоцен, P₃–N₁)

Майкопские отложения имеют повсеместное распространение и представлены песчанистыми глинами с песчаными прослоями по периферии распространения и глинами, мощность до 1000 м и более в наиболее погруженных частях. В направлении Каспийского моря увеличивается мощность и глинистость отложений.

Миоцен (N₁)

Отложения тортонского яруса включают следующие горизонты: чокракский (глины с пластами песчаников мощностью до 700 м), караганский (глины с прослоями мергелей, песков и песчаников мощностью 200–450 м).

Отложения нижнего сармата представлены глубоководными фациями глинистого состава мощностью до 300 м. Отложения среднего сармата – мощной глинистой толщей, а в верхней части появляются прослойки песков и песчаников. Мощность отложений до 800 м. Верхнесарматские отложения – песчано-глинистые, мощностью 200–400 м. Мэотические отложения представлены песками и глинами мощностью 500–1000 м.

Плиоцен (N₂)

Наибольшее распространение в Восточном Предкавказье имеют ачкагыльский (глины с прослоями песков мощностью 300–400 м) и апшеронский (песчано-глинистые и морские мелководные образования мощностью 300–900 м) ярусы.

Четвертичные отложения (Q)

Песчано-глинистые отложения четвертичного возраста представлены в основном бакинским (мощность до 200 м), хазарским (мощность до 220 м) и хвалынским (мощность до 100 м) ярусами.

9.2. Тектоника

Для Восточного Предкавказья тектоника имеет особое значение, так как бассейн примыкает к альпийской зоне складчатости.

Главнейшими тектоническими элементами являются: моноклираль северного склона Кавказа (Минераловодский выступ, Черногорская моноклираль), Терско-Каспийский краевой прогиб (платформенный склон Терско-Каспийского прогиба, Терско-Сунженская зона поднятий) и Предкавказская эпигерцинская платформа (Ставропольский свод, Чернолесская впадина, Арзгиро-Прикумская зона поднятий, Восточно-Манычская впадина и вал Карпинского).

Моноклираль северного склона Кавказа, в пределах которой повсеместно развиты юрские и меловые отложения, осложнена дополнительной складчатостью, поперечными выступами и глубинными разломами. Наиболее крупными из этих структур в пределах моноклинали являются: Минераловодский, Аргуданский, Коринский, Сулакский структурные выступы, Датыхская, Кориламская, Варандийская, Беноевская брахиантиклинали.

Терско-Каспийский краевой прогиб простирается в субширотном направлении от Минераловодского выступа на восток и юго-восток. Краевой прогиб разделяется на две части: область передовой складчатости и платформенный склон. Область передовой складчатости сложена мощной толщей мезозойских отложений и разделяется Сулакским меридиональным выступом на три района, каждый из которых существенно отличается друг от друга гидрогеодинамическими условиями: Терско-Сунженская зона поднятий, Дагестанский клин и Южный Дагестан.

В пределах Терско-Сунженской зоны поднятий выделяются две крупные параллельно расположенные антиклинальные зоны: Сунженская и Терская, являющиеся крупнейшими на Северном Кавказе зонами нефтегазонакопления в мезозойских и среднемиоценовых отложениях. Обе антиклинальные зоны состоят из цепи линейно и кулисообразно расположенных антиклиналей, осложненных серией крупных продольных и диагональных разрывных нарушений, амплитуда которых достигает нескольких сотен метров (см. рис.9.1). Наиболее крупными антиклинальными складками в Сунженской области являются: Заманкульская, Змейская, Малокабардинская, Карабулак-Ачалукская, Старогрозненская и Октябрьская; в Терской области: Арак-Далатарская, Малгобек-Вознесенская, Эльдаровская, Хаян-Хортовская, Брагунская, Гудермесская.

Особенностью строения структур Терско-Сунженской области являются: дисгармоничная складчатость с наличием целого ряда структурных этажей, узкие своды, очень крутые крылья поднятий и их разграничение разломами со смещением с амплитудой в несколько сотен метров (см. рис.9.1).

Дагестанский клин представляет собой сложнопостроенный тектонический выступ, характеризующийся резкими изменениями простираения складчатых структур с широтного (Терско-Сунженская область) на субмеридиональное (Южный Дагестан).

Платформенный склон Терско-Каспийского прогиба изучен слабо. В целом эта область характеризуется развитием промежуточной складчатости, более тяготеющей к прерывистому платформенному типу. В этой части прогиба выделяется Притеречная антиклинальная зона и Терско-Сулакский наложенный прогиб, сложенные мощной толщей мезо-кайнозойских образований.

Предкавказская эпигерцинская платформа достаточно хорошо изучена в ее восточной части, где выделяются следующие структурные элементы: Арзгиро-Прикумская зона поднятий, Чернолесская впадина, Восточно-Манычская впадина и вал Карпинского.

Чернолесская впадина представляет собой глубокопогруженную депрессионную зону. В восточном направлении она постепенно теряет черты впадины и переходит в платформенный склон.

Арзгиро-Прикумская зона поднятий осложнена целым рядом куполовидных структур. В южной части структуры размещены линейно и имеют субширотное простираение (Чкаловская, Проскавейская, Правокумская, Ачикулакская и другие). В северной части структуры преимущественно куполообразные, разделенные разломами с амплитудами в несколько десятков метров. Восточно-Манычская впадина отделяет Арзгиро-Прикумскую зону поднятий от погребенного вала Карпинского.

Режимными наблюдениями на стационарном геофизическом полигоне установлены вертикальные движения по тектоническим нарушениям, скорость которых довольно велика. Так, в пределах Терско-Сунженской области скорость вертикальных движений различного знака достигает 5 мм/км и более. Одни блоки поднимаются, другие опускаются. Кроме того, для южных районов бассейна характерна высокая сейсмичность. Здесь фиксируется более 1000 землетрясений в год различной интенсивности.

Таким образом, примыкающий к альпийской зоне складчатости Восточно-Предкавказский НГБ характеризуется: активной тектонической деятельностью, включая настоящее время; наличием долгоживущих разломов с амплитудами смещения, достигающими нескольких сотен метров; сейсмической активностью. Все это, несомненно, сказывается на формировании глубоких подземных флюидов.

9.3. Гидрогеологические условия

Южная граница Восточно-Предкавказского НГБ проводится по оси Главного Кавказского хребта. В него входит и часть складчатого массива. Считается, что с ним связана региональная область инфильтрационно-го питания, т.е. область создания напоров глубоких подземных флюидов мезо-кайнозойских отложений.

Западная граница проводится по Ставропольскому своду до Безопасненского поднятия. Далее граница идет по Сальскому валу до вала Карпинского и по его центральной части на юго-восток до Каспийского моря (через Бузгинское и Промысловое поднятия). На востоке бассейн простирается под акваторией Каспийского моря.

В пределах бассейна выделяются менее крупные бассейны 2-го порядка: Терско-Кумский, Алханчуртский, Сунженский и др. Это «наложенные бассейны», по А.М.Овчинникову.

При выделении нефтегазоносных комплексов в разрезе мезозойских отложений Восточного Предкавказья традиционно учитывается наличие слабопроницаемых регионально распространенных относительных водупоров, стратиграфическое строение разреза, литолого-фациальные особенности и др.

В книге основное внимание уделено гидрогеодинамической характеристике мезозойских водоносных (нефтегазоносных) комплексов, и в меньшей мере – при оценке влияния краевых зон НГБ на питание глубоких флюидов мезозойских отложений – четвертичных и неогеновых.

Практически надежных флюидоупоров в разрезе мезозойских отложений не имеется. Между водоносными комплексами в тех или иных районах бассейна существует гидравлическая связь. В качестве одного из наиболее надежных водоупоров можно рассматривать соленосные отло-

жения титонского яруса, разобщающие нефтегазоносные комплексы верхнеюрских и нижнемеловых отложений на юго-востоке Ставрополя. В Прикумском районе соленосные осадки вовсе отсутствуют.

Другим относительным водоупором в разрезе мезозойских отложений является глинистая пачка в подошве аптских отложений. На значительной территории Прикумского района она разобщает нефтегазоносные комплексы неокома и юры. Но уже в северо-западной части этого же района (Максимокумская, Приозерская и прилегающие к ним площади) такого относительного флюидоупора практически не существует.

На значительной территории Восточного Предкавказья глинистая толща в кровле альбского яруса относительно разобщает верхне- и нижнемеловые отложения. На ряде площадей Прикумского района (Ямонгойская, Южно-Ачикулакская и другие) глинистая покрывка в кровле верхнемеловых отложений отсутствует. Таким образом, надежных региональных относительных водоупоров в разрезе мезозойских отложений нет [89].

Регионально выдержанным и мощным (до нескольких сотен метров) относительным водоупором являются майкопские отложения, отделяющие верхнемеловые образования от кайнозойских.

В осадочном чехле бассейна по стратиграфическому признаку выделяются следующие водоносные (нефтегазоносные) комплексы и горизонты: пермско-триасовый, ниже-среднеюрский, верхнеюрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеоцен-миоценовый. В надмайкопских отложениях (водоносные горизонты в майкопских отложениях также не рассматриваются) выделяют также по стратиграфическому признаку следующие водоносные комплексы: хазарский (Q_2hz), хвалынский (Q_2hv), бакинский (Q_1b), апшеронский (N_2^3ap), акчагыльский (N_2^3ak), сарматский (N_1^3s), караганский (N_1^2kr).

Майкопский водоносный комплекс

Разрез майкопских отложений крайне неоднороден как по площади, так и по разрезу. По характеру распространения водонасыщенных песчаных горизонтов в глинистой толще майкопских отложений выделяется три области с относительно однородным строением разреза: область Передовых Хребтов, восточная и западная части бассейна.

В области выхода отложений на поверхность распространены пресные и слабоминерализованные воды сульфатного и реже хлоридно-натриевого состава. По мере погружения майкопской толщи тип вод меняется на гидрокарбонатно-натриевый, хлоридно-магниевый и хлоридно-кальциевый. В этом же направлении воды приобретают напорный характер. Осо-

бенно высокие (аномальные) значения пластовых давлений характерны для Терско-Сунженской области (на Карабулак-Ачалукском месторождении до 210 МПа, на Малгобек-Вознесенской площади 258,6 МПа). Минерализация подземных флюидов колеблется здесь от 400 до 1200 мг-экв/л. С увеличением глубины залегания минерализация увеличивается: с глубины 295–300 м – 521,1 мг-экв/л; 477–485 м – 1036 мг-экв/л.

Наиболее флюидонасыщена майкопская толща в восточной части НГБ. Минерализация составляет 803–1183 мг-экв/л, они относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу.

Палеоцен-эоценовый водоносный комплекс

Водоносный комплекс представлен карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. Для него характерна резкая литолого-фациальная изменчивость по площади и разрезу.

На Ставропольском поднятии – это преимущественно песчаные породы, к юго-востоку от него возрастает глинистость разреза. Комплекс характеризуется невысокой водообильностью, которая определяется интенсивностью трещиноватости отдельных частей разреза. В области выхода на поверхность в Черных горах имеются многочисленные источники пресных вод. В районе Нальчика выходят источники минерализованных вод. К северу от выхода пород на поверхность минерализация возрастает. На Минераловодском выступе распространены воды пестрого химического состава с минерализацией 1–25 г/дм³.

Наиболее детально подземные воды этих отложений изучены в районе г. Прикумск, где водообильность их слабая, а минерализация колеблется от 972 до 1203 мг-экв/л. На территории вала Карпинского минерализация меняется от 787 до 1774 мг-экв/л.

Верхнемеловой нефтегазоносный комплекс

Верхнемеловой нефтегазоносный комплекс распространен на всей территории бассейна и представлен трещиноватыми известняками. Из верхнемеловых отложений в предгорьях выходят многочисленные источники, нередко с большим дебитом.

Большое влияние на гидрогеодинамику оказывают зоны многочисленных разломов. В частности, к таким разломным зонам северо-восточного простирания приурочены трещинные воды в районе Кавказских минеральных вод.

На фоне общего снижения пьезометрической поверхности от области выхода отложений на дневную поверхность к Прикумской зоне поднятий выделяются участки с аномальными значениями пластовых давлений.

В верхнемеловых отложениях область с АВПД значительно больше, чем в нижнемеловых, и сопоставима с площадью распространения аномальных давлений в юрских отложениях.

По периферии НГБ верхнемеловые отложения содержат пресные подземные воды, используемые для хозяйственного и питьевого водоснабжения. С погружением отложений минерализация резко возрастает и уже на небольшом удалении от областей выхода отложений на дневную поверхность минерализация достигает 1382,7 мг-экв/л на Аргуданской, 2062,5 мг-экв/л на Змейской, 1725,5 мг-экв/л на Датыхской и 4528,5 мг-экв/л на Бенойской площадях.

На большей части территории Восточного Предкавказья подземные воды верхнемеловых отложений заметно опреснены по сравнению с подземными водами нижнемеловых отложений. На отдельных территориях и площадях (Минераловодский выступ, Зольская, Аргуданская, Советская, Отказненская и другие) минерализация подземных флюидов верхнемеловых отложений выше по сравнению с водами в нижнемеловых отложениях. На ряде площадей отмечается сильное опреснение подземных флюидов в верхнемеловых отложениях, что может быть связано с переходом растворенного вещества в твердую фазу или поступлением снизу растворов с более низкой минерализацией или иным химическим составом по отношению к содержащимся там растворам. Резкое увеличение минерализации подземных флюидов происходит к востоку от Минераловодского выступа (Георгиевская площадь – 2694 мг-экв/л).

В целом для южной части Восточного Предкавказья характерно широкое распространение в верхнемеловых отложениях хлоридно-кальциево-натриевых рассолов с минерализацией выше 2000–2500 мг-экв/л. Наиболее изучен химический состав подземных флюидов в Терско-Сунженской области. Минерализация здесь составляет 1200–1600 мг-экв/л, аномальные значения достигают 2930 мг-экв/л. Подземные флюиды обогащены йодом (30–40 мг/л) и бромом (100–150 мг/л).

В пределах Прикумской зоны поднятий минерализация подземных флюидов верхнемеловых отложений изменяется от 1050–1200 мг-экв/л до 2800–2964 мг-экв/л на Закумской и Арбалинской площадях.

Нижнемеловой нефтегазоносный комплекс

Нефтегазоносный комплекс практически на всей территории представлен терригенными породами и лишь в области выхода на поверхность некоторые горизонты (валанжин) замещаются известняками. С валанжинскими известняками связаны выходы источников знаменитого Нарзана в

Кавминводском районе. Здесь воды характеризуются низкой минерализацией (не более 0,5 г/дм³, в Кисловодске – 1,4–3,1 г/дм³, в Нальчике – 6,2 г/дм³).

На остальной территории бассейна нижнемеловые отложения содержат высокоминерализованные подземные флюиды.

На Ставропольском поднятии большинство скважин характеризуется малыми дебитами. Минерализация подземных флюидов – 1950–2820 мг-экв/л. Севернее Минераловодского выступа отмечается резкое возрастание минерализации подземных флюидов апт-альбских отложений (Северо-Нагутская площадь – 2306 мг-экв/л).

В Прикумском районе нижнемеловые отложения вскрыты на глубине 2400–2800 м. Здесь в них выделяется до 13 песчаных прослоев, разделенных маломощными (3–15 м) слоями глин. Повышенное пластовое давление встречается лишь на некоторых скважинах. Минерализация подземных флюидов – от 2316 до 2868 мг-экв/л; состав флюидов хлоридно-кальциево-натриевый. Из микрокомпонентов обнаружены стронций, йод, бром, барий, алюминий, железо, марганец и медь.

В северной части НГБ подземные флюиды нижнемелового комплекса вскрыты в пределах вала Карпинского на глубине 50 м (Бузгинское поднятие). Водообильность комплекса неравномерна по площади. На большей части вала Карпинского подземные флюиды – высокоминерализованные (от 2433 до 4825 мг-экв/л). Состав вод хлоридно-кальциево-натриевый с содержанием брома до 200–300 мг/дм³.

Нефтегазоносный комплекс верхнеюрских отложений

Нефтегазоносный комплекс верхнеюрских отложений наиболее полно изучен в Прикумском районе и в пределах моноклиналиного погружения северного склона Кавказа и сложен в основном трещиноватыми известняками.

В южной части Восточного Предкавказья, за исключением Минераловодского выступа, для нефтегазоносного комплекса характерно распространение АВПД: площади Журавская, Марьинская, Соломенская, Заманкульская, Карабулак-Ачалукская и другие. В Прикумском районе гидродинамические условия аналогичны условиям в нефтегазоносном комплексе ниже-среднеюрских отложений.

Гидрохимические условия разнообразны. На юге региона подземные флюиды пестрого химического состава с минерализацией от 54 до 113 мг-экв/л распространены в очень узкой полосе, где верхнеюрские отложения залегают относительно близко к поверхности: Зольская, Бак-

санская, Церих-Гельская и другие площади. С погружением нефтегазонального комплекса минерализация подземных флюидов резко возрастает (площади: Нальчикская – 1155 мг-экв/л, Марьинская – 1978 мг-экв/л и даже 14218 мг-экв/л).

На большей территории Восточного Предкавказья распространены высокоминерализованные хлоридно-натриево-кальциевые рассолы с минерализацией свыше 3500 мг-экв/л. Некоторое понижение минерализации (до 2800–3000 мг-экв/л) наблюдается в районе Передовых Хребтов и на юге Прикумского района, на участке между площадями Каясулинской, Мектебской, Граничной и г. Кизляром.

На площадях Терско-Сунженской антиклинальной зоны минерализация подземных флюидов верхнеюрских отложений изменяется от 2811 до 3097 мг-экв/л, на Карабулак-Ачалукской площади возрастает до 4279,7 мг-экв/л. Крупная гидрохимическая аномалия прослеживается на площадях: Соломенская, Отказненская, Марьинская. Здесь минерализация наивысшая и составляет 10000–14218 мг-экв/л.

В Прикумском районе, так же как и в среднеюрских отложениях, происходит опреснение подземных флюидов комплекса.

Таким образом, на фоне общего повышения минерализации подземных флюидов по мере их погружения выявляются гидрогеохимические аномалии различного порядка (см. ниже).

Нефтегазоносный комплекс ниже-среднеюрских отложений

Нефтегазоносный комплекс наиболее полно изучен в Прикумском районе, где песчаные разности этих отложений промышленно нефтегазоносны.

В южной части Восточного Предкавказья нефтегазоносный комплекс опробовался на площадях Западной Кабардино-Балкарии. В гидродинамическом отношении он изучен слабо. На остальной территории ниже-среднеюрские отложения погружаются на глубины 4000–5000 м и поэтому вскрыты единичными глубокими скважинами.

Почти всю территорию распространения комплекса южной части Восточного Предкавказья относят к области восходящих седиментационных и элизионных вод [85].

Гидрохимические данные по районам Западной Кабардино-Балкарии показывают, что опресненные флюиды пестрого химического состава с минерализацией 100–125 мг-экв/л имеют распространение в среднеюрском водоносном комплексе в непосредственной близости от выхода отложений на поверхность. С погружением комплекса минерализация рез-

ко возрастает и на Нальчикской площади достигает уже 4436 мг-экв/л. По составу флюиды хлоридно-натриево-кальциевые, значительно метаморфизованы и относятся к хлор-кальциевому типу.

В Прикумском нефтегазоносном районе и на прилегающих площадях Северного Дагестана гидрохимические условия нефтегазоносного комплекса изучены наиболее полно. Минерализация подземных флюидов изменяется от 2550–2663 мг-экв/л на Андрей-Курганской и Зармутинской площадях до 5948 мг-экв/л на Надеждинской площади. Заметное опреснение флюидов отмечается на локальном участке между Андрей-Курганской и Павленской площадями.

Подземные флюиды представляют собой хлоридно-натриево-кальциевые рассолы значительной метаморфизации ($Na/Cl = 0,75-0,89$). Они относятся к хлор-кальциевому типу, в повышенных количествах содержат йод (5–23,5 мг/дм³), бром (170–510 мг/дм³), борную кислоту (105–718 мг/дм³) и другие микрокомпоненты.

В Прикумском нефтегазоносном районе на ряде площадей (Ново-Колодезная и др.) минерализация меняется по разрезу: в более древних водоносных горизонтах содержатся менее минерализованные воды (так же как и в Печорском НГБ).

Пермско-триасовый нефтегазоносный комплекс

Водовмещающие породы представлены трещиноватыми известняками различной флюидообильности. В целом ряде случаев при опробовании скважин водопритоков не получено. Нередко «сухие» скважины расположены в непосредственной близости от продуктивных, давших нефть, воду или газ. Наибольшей флюидообильностью обладают скважины, расположенные в размытых сводовых частях антиклинальных складок. Уменьшение флюидообильности наблюдается к крыльям складок. Подземные флюиды пермско-триасовых отложений вскрыты на площадях: Величаевская, Зимняя Ставка, Восточная, Русский Хутор Северный, Русский Хутор Центральный.

Локально развитые проницаемые зоны флюидодинамически разобщены между собой как по площади в пределах одновозрастных пачек пород, так и сверху вниз по напластованию серии пачек. Не исключено, что вертикальная гидродинамическая связь между различными пачками все же существует по возможным разрывным нарушениям, которые сейчас не установлены буровыми скважинами. Некоторым подтверждением такой взаимосвязи является [89] вскрытие скважиной 1 на Кулсулинской площади в отложениях палеоцена подземных флюидов с аномально вы-

соким пластовым давлением, высокой минерализацией и с дебитом 2500–3000 м³/сут.

Особенности геологического строения наложили отпечаток не только на распространение водообильных зон, но и на распределение минерализации и пластовых давлений подземных флюидов.

По имеющимся данным единичных замеров пластовых давлений в верхне- и нижнетриасовых отложениях на Величаевской и Восточной площадях можно говорить о гидродинамической изоляции отдельных структур друг от друга.

Основной особенностью подземных флюидов пермских отложений нефтегазоносного комплекса является несколько пониженная минерализация (от 1238 до 3000 мг-экв/л) по сравнению с вышележащими отложениями юрского и мелового возраста. Причем зона наибольшего опреснения подземных флюидов на значительной площади совпадает с участками повышенных пластовых давлений (Урожайненская, Величаевская и другие структуры). Здесь минерализация подземных флюидов пермских отложений более чем 1,5 раза ниже минерализации подземных вод триасовых и юрских отложений.

Таким образом: 1) основные области питания подземных флюидов нефтегазоносных комплексов Восточного Предкавказья связывают с поднятыми частями, расположенными по периферии НГБ (Кавказ, Ставропольское поднятие); 2) проблема положения региональных и местных областей разгрузки не имеет в настоящее время однозначного решения; 3) от региональных областей питания (в непосредственной близости) в направлении центральных районов бассейна происходит падение пластовых давлений (напоров), изменение химического состава и увеличение минерализации глубоких флюидов. В нижних частях разреза минерализация понижается и появляются гидродинамические аномалии.

9.4. Оценка влияния периферии на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов

Для большинства надмайкопских водоносных комплексов (бакинский, апшеронский и ачкагыльский) для построения гидродинамических

схем потока флюидов нет необходимости учитывать изменение плотности в разрезе осадочного чехла, так как их плотность незначимо колеблется около 1000 кг/м^3 . Для мезозойских нефтегазоносных комплексов ситуация иная.

В пределах НГБ плотность флюида меняется довольно существенно во всех направлениях (например, месторождение Карабулак-Ачалуки; рис. 9.2). В связи с этим появилась необходимость рассчитывать приведенные пластовые давления для мезозойских нефтегазоносных комплексов с оценкой погрешности приведения (см. гл. 2). За плоскость приведения (сравнения) в данном случае принят уровень моря (абс. отм.). В таблице 9.1 частично приведена информация по замеренным и приведенным пластовым давлениям по некоторым площадям Восточно-Предкавказского НГБ. Из таблицы видны существенные колебания замеренных пластовых давлений в пределах всех мезозойских нефтегазоносных комплексов, что само по себе свидетельствует о неоднородности поля пластовых давлений как в плане, так и в разрезе осадочного чехла. Поэтому гидродинамические схемы строились с учетом переменной плотности, по ним затем вдоль линий тока изучалось изменение расходов и градиентов глубоких флюидов. Линии тока для мезозойских нефтегазоносных комплексов пространственно совпадают между собой, незначительно отличаясь в зависимости от характера пьезометрической поверхности для каждого из них.

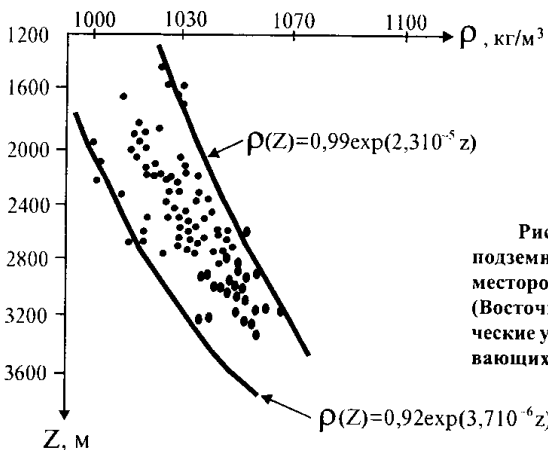


Рис. 9.2. Изменение плотности подземных флюидов с глубиной на месторождении Карабулак-Ачалуки (Восточное Предкавказье) и эмпирические уравнения кривых, ограничивающих поле точек

Таблица 9.1
 Замеренные пластовые давления и приведенные напоры по некоторым площадям Восточно-Предкавказского НГБ

| Площадь | № скважины | Возраст комплекса | Середина интервала опробования, м | Абс. отметки середины интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Приведенное давление, абс. отм., м |
|----------------------|------------|-------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------|------------------------------------|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Андрей-Курганская | 1 | K ₁ | 3355 | 3295 | 34,9 | 190 |
| | 1 | J ₂ | 3680 | 3620 | 38,5 | 225 |
| Арбалинская | 1 | K ₁ | 3034 | 3012 | 31,4 | 54 |
| | 1 | K ₂ | 2423 | 2422 | 26 | 140 |
| Александровская | 1 | K ₁ | 3340 | 3089 | 36,5 | 499 |
| | 2 | | 3314 | 3063 | 35,6 | 436 |
| Арзгирская | 3 | K ₁ | 2540 | 2436 | 26,4 | 165 |
| Архангельская | 1 | K ₁ | 3923 | 3802 | 38,7 | 650 |
| Безводная | 29 | K ₁ | 3132 | 3111 | 30 | -190 |
| Беломечетская | 1 | K ₁ | 2329 | 1934 | 24,9 | 532 |
| | 1 | | 3357 | 3310 | 33,6 | -76 |
| Безозерская | 2 | | 3368 | 3321 | 39 | -113 |
| | 3 | | 3370 | 3323 | 34,3 | -29 |
| | 4 | K ₁ | 3374 | 3223 | 34,6 | 4 |
| | 5 | | 2727 | 2678 | 27,7 | -14 |
| | 6 | | 2755 | 2682 | 28,8 | 100 |
| | 4 | K ₂ | 2544 | 2495 | 28,1 | 233 |
| Бажиганская | 5 | | 2527 | 2478 | 29,1 | 319 |
| | 3 | J ₂ | 3550 | 3500 | 35,3 | -70 |
| Восточно-Сухокумская | 2 | K ₁ | 3450 | 3400 | 36,4 | 145 |
| | 3 | J ₂ | 3691 | 3686 | 38,7 | 43 |
| Георгиевская | 4 | J ₃ | 3573 | 3569 | 37,6 | 62 |
| | 1 | K ₁ | 3371 | 3363 | 35,8 | 97 |
| | 3 | K ₁ | 3025 | 2967 | 42,5 | 1506 |

таблица 9.1 (продолжение)

| | | | | | | |
|-------------------|-------|-------------------|------|------|------|-----|
| Гаевская | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| | 2 | К ₁ | 2719 | 2590 | 27 | 66 |
| | 2 | К ₂ | 2550 | 2422 | 24,6 | 0 |
| Дубово-Балковская | 1 | К ₁ | 2028 | 1617 | 17,1 | 76 |
| | 1 | К ₁ | 2623 | 2465 | 25,9 | 86 |
| Демянская | 2 | К ₁ | 3202 | 3017 | 33,4 | 264 |
| | 1-КМВ | К ₁ -J | 1403 | 1403 | | 815 |
| Зимняя Ставка | 55 | К ₁ | 1050 | | | 803 |
| | 6 | J | 3436 | 3409 | 35,9 | 89 |
| | 38 | | 3235 | 3207 | 34,9 | 202 |
| | 28 | | 3097 | 3068 | 31,6 | 21 |
| | 10 | | 3129 | 3070 | 33,2 | 143 |
| | 12 | | 3080 | 3053 | 30,7 | -58 |
| | 9 | К ₁ | 3107 | 3021 | 32,1 | 58 |
| | 18 | | 3050 | 3022 | 31,5 | 57 |
| | 50 | | 3097 | | 27,5 | 182 |
| | 19 | | 3085 | 3058 | 32,4 | 109 |
| Закумская | 23 | | 2837 | 3812 | 22,9 | -89 |
| | 29 | | 3063 | 3037 | 31 | -9 |
| | 1 | К ₁ | 2242 | 2807 | 39,3 | 59 |
| | 1 | | 2862 | 2613 | 27,2 | 63 |
| Голубинская | 2 | J | 2900 | 2752 | 29 | 99 |
| | 3 | | 2942 | 2793 | 30,5 | 216 |
| | 2 | К ₁ | 2565 | 2432 | 26 | 130 |
| | 2 | К ₂ | 2300 | 1994 | 23,3 | 310 |
| | 3 | К ₁ | 2292 | 1994 | 23,3 | 310 |
| | 2 | | 3450 | 3405 | 38 | 265 |
| Колодезная | 5 | J ₂ | 3166 | 3133 | 33,4 | 97 |
| | 13 | | 3164 | 3126 | 35,7 | 335 |

таблица 9.1 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------------|----|----------------|------|------|------|------|
| Колодезная | 1 | К ₁ | 3085 | 3085 | 33 | 120 |
| | 2 | | 3133 | 3089 | 33,4 | 145 |
| | 12 | | 3125 | 3083 | 33,9 | 201 |
| | 3 | | 3114 | 3072 | 32,9 | 113 |
| | 4 | | 3112 | 3075 | 32,9 | 106 |
| Култойская | 7 | J ₂ | 2849 | 2809 | 29,9 | 92 |
| | 1 | | 3462 | 3438 | 37,3 | -109 |
| | 5 | | 3359 | 3335 | 36 | 156 |
| | 4 | | 3293 | 3268 | 34,4 | 71 |
| | 5 | | 3771 | 3146 | 33,6 | 121 |
| Ковыльная | 1 | К ₁ | 3370 | 3346 | 34,3 | -28 |
| | 2 | | 3296 | 3271 | 33,6 | -14 |
| | 4 | | 3187 | 3162 | 32,7 | 9 |
| | 1 | | 3644 | 3614 | 37 | 15 |
| Капиевская | 3 | К ₁ | 3869 | 3838 | 41,6 | 226 |
| | 5 | | 3873 | 3842 | 40,6 | 122 |
| | 9 | | 3873 | 3845 | 38,8 | -61 |
| | 1 | | 3306 | 3297 | 34,3 | 34 |
| | 3 | | 3300 | 3287 | 33,7 | -20 |
| Камышовая | 5 | J | 3311 | 3296 | 35,1 | 111 |
| | 7 | | 3291 | 3276 | 34 | 21 |
| | 8 | | 3266 | 3252 | 34,9 | 136 |
| | 21 | | 3283 | 3269 | 34,8 | 109 |
| | 34 | | 3290 | 3271 | 38,9 | 516 |
| Кумская | 1 | J | 3730 | 3690 | 39,1 | 3 |
| | 1 | K ₁ | 2942 | 2901 | 31,9 | 160 |
| Курган-Амуурская | 2 | J | 3510 | 3475 | 37,1 | 245 |
| | 7 | | 3520 | 3485 | 35,3 | -43 |

таблица 9.1 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-----------------|------|----------------|------|------|------|------|
| Курган-Амурская | 9 | J | 3393 | 3360 | 33,5 | -91 |
| | 16 | | 3538 | 3502 | 37,7 | 180 |
| | 1 | К ₁ | 3300 | 3267 | 36 | 256 |
| | 2 | | 3300 | 3265 | 33 | -51 |
| | 6 | | 3298 | 3263 | 34 | 61 |
| | 3 | | 3350 | 3315 | 35,5 | 156 |
| 1 | 3826 | | 3676 | 39,8 | 209 | |
| Каяулинская | 1 | K ₁ | 2750 | 2464 | 26,8 | 63 |
| | 2 | | 2889 | 2809 | 28,7 | -102 |
| | 3 | К ₁ | 2753 | 2668 | 26,3 | -197 |
| | 4 | | 2768 | 2690 | 26,8 | -165 |
| | 1 | | 2521 | 2440 | 26 | 11 |
| | 2 | K ₂ | 2524 | 2440 | 27,3 | 179 |
| Мектебская | 7 | J | 3452 | 3387 | 36,3 | 160 |
| | 10 | | 3436 | 3372 | 36,1 | 155 |
| | 6 | К ₁ | 2928 | 2855 | 29,6 | 43 |
| | 7 | | 3036 | 2968 | 31,5 | 116 |
| | 8 | | 2922 | 2854 | 29,9 | 79 |
| | 9 | | 2919 | 2851 | 29,8 | 68 |
| | 2 | | 2908 | 2845 | 32,2 | 32 |
| | 4 | | 3124 | 3058 | 32,6 | 132 |
| | 10 | | 2884 | 2821 | 30,2 | 142 |
| | 18 | | 2893 | 2828 | 30 | 113 |
| 19 | 2896 | 2832 | 30,4 | 148 | | |
| 13 | 2900 | 2838 | 30,2 | 122 | | |
| Марышская | 14 | | 2908 | 2845 | 30 | 95 |
| | 28 | | 2881 | | 30,1 | 102 |
| | 1 | J | 3785 | 3335 | 65,5 | 3043 |

таблица 9.1 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|----------------|-----|----------------|------|------|------------|------|
| Марышская | 2 | | 3818 | 3368 | 74 | 3958 |
| | 3 | J | 4253 | 3803 | 77,4 | 3843 |
| | 4 | | 4560 | 4010 | 62,5 | 2135 |
| | 5 | | 3966 | 3510 | 90,5 | 5460 |
| | 7 | | 3832 | 3396 | 67,5 | 3279 |
| | 6 | J | 3269 | 3247 | 34 | 71 |
| | 229 | | 3269 | 3247 | 31,5 | -203 |
| Надеждинская | 218 | | 3270 | 3249 | 35,1 | 175 |
| | 6 | K ₁ | 3157 | 3136 | 30 | -215 |
| | 7 | | 3157 | 3136 | 29,5 | -276 |
| | 229 | | 3155 | 3135 | 33,4 | 120 |
| | 230 | | 3153 | 3132 | 30,1 | 198 |
| | 2 | | 3409 | 3359 | 34,1 | -45 |
| | 4 | | 3410 | 3360 | 34,1 | -46 |
| Нетекумская | 5 | K ₁ | 3408 | 3359 | 34,1 | -45 |
| | 6 | | 3423 | 3371 | 35,5 | 81 |
| | 13 | | 3364 | 3013 | 31,4 | 51 |
| | 32 | J | 3447 | 3413 | 35,5 | 45 |
| | 5 | | 3402 | 3370 | устье, 60 | 92 |
| | 29 | | 3224 | 3189 | устье, 9 | 124 |
| | 30 | | 3189 | 3160 | устье, 9,1 | 119 |
| Озек-Сулатская | 43 | K ₁ | 3209 | 3179 | устье, 8,2 | 112 |
| | 3 | | 2325 | 2593 | устье, 3 | 62 |
| | 37 | | 3149 | 3115 | устье, 15 | 182 |
| | 4 | | 3223 | 3188 | 33,1 | 45 |
| | 5 | K ₁ | 3495 | 3299 | 36,7 | 300 |
| | 16 | K ₁ | 3540 | 3326 | 35,5 | 144 |
| | 6 | | 3460 | 3302 | 36,3 | 249 |

таблица 9.1 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------------|------|----------------|------|------|------|-----|
| Прасковейская | 20 | К ₁ | 3100 | 2950 | 32,7 | 257 |
| | 23 | | 3650 | 3436 | 37,9 | 268 |
| | 26 | | 3100 | 2950 | 31,5 | 137 |
| | 5 | J | 2580 | 2367 | 30,8 | 666 |
| | 3 | | 2474 | 2323 | 29,8 | 616 |
| | 4 | | 2485 | 2392 | 32 | 766 |
| | 10 | | 2412 | 2267 | 30,3 | 723 |
| | 13 | | 2445 | 2323 | 26,7 | 306 |
| | 14 | | 2664 | 2570 | 39,2 | 302 |
| | 21 | | 2668 | 2449 | 30,9 | 593 |
| 27 | 2517 | 2419 | 32 | 738 | | |
| 22 | 2572 | 2437 | 30 | 517 | | |
| 40 | 2484 | 2358 | 30,3 | 634 | | |
| 44 | 2555 | 2379 | 31,3 | 706 | | |
| 29 | 2580 | 2430 | 27,2 | 247 | | |
| 69 | 3088 | 3074 | 32,5 | 86 | | |
| 1 | 2961 | 2937 | 31,9 | 183 | | |
| 10 | 2961 | 2937 | 31,9 | 183 | | |
| 1 | 2754 | 2647 | 32,3 | 529 | | |
| Плавненская | | К ₁ | | | | |
| Приманьтская | | К ₁ | | | | |
| Правокумская | | К ₁ | | | | |

С.А.Шагоянц для надмайкопских водоносных комплексов (бакинский, апшеронский, ачкагыльский и другие) делает важный вывод о том, что разгрузка глубоких флюидов осуществляется «путем постепенного векового перемещения напорных вод вверх через глинистую кровлю водоносного пласта».

При этом базисом дренирования всех напорных вод водоносных горизонтов является уровень грунтовых вод, а «при приближении к морскому бассейну базисом дренирования вместо уровня грунтовых вод становится уровень моря».

Этот вывод делается на основе анализа пьезометрической поверхности, отличительной чертой которой является плавное изменение напоров подземных вод надмайкопских водоносных комплексов, а также столь же постепенная смена гидрокарбонатных вод на хлоридные с одновременным ростом их минерализации. С этим важным выводом о типе разгрузки трудно не согласиться, и он подтверждается нашими и другими исследованиями, основанными на количественном анализе изменения единичных расходов подземных вод вдоль линий тока и моделированием.

Для верхнемелового нефтегазоносного комплекса установлено, что разгрузка глубоких флюидов осуществляется не только в области выхода отложений на поверхность (в речную и эрозионную сеть), но и в зоне их погружения в районе развития лакколитов и по тектоническим нарушениям, т.е. для глубоких нефтегазоносных горизонтов утверждается и подтверждается возможность частичной разгрузки глубоких флюидов в непосредственной близости от региональных областей питания мезозойских отложений.

С точки зрения механизма и положения региональных областей разгрузки напорных флюидов надмайкопских (древнечетвертичного и апшеронского) водоносных комплексов несомненный интерес представляет более поздняя работа Р.Г.Джамалова [46]. В этой работе с применением моделирования проведена количественная оценка разгрузки напорных вод.

По результатам этих исследований в пределах суши на всей площади распространения водоносных комплексов путем перетекания в вышележащие водоносные комплексы и затем в грунтовые водоносные горизонты разгружается 92–97% от общего объема питания, сформированного в региональных областях питания (краевые зоны бассейна). При этом в этой работе было показано, что наиболее интенсивная разгрузка осуществляется в непосредственной близости от региональных областей питания глубоких подземных флюидов.

В.Н.Корценштейном [105] высказывается мысль о гидрогеологической роли тектонических нарушений, «которые частично или полностью прерывают сплошность потока подземных вод и могут совмещать разновозрастные водоносные горизонты». Именно наличием разломов он объясняет некоторые гидрохимические аномалии в нижнепалеогеновых отложениях. Им для мезозойских отложений выделяются региональные области питания – хребты Большого Кавказа, что не вызывает сомнения у подавляющего большинства исследователей, стока и разгрузки. Область стока начинается от северной линии погружения мезозойских отложений под кайнозойский чехол и простирается на всей территории бассейна. Региональная разгрузка осуществляется в зоне разломов по дну Каспийского моря, а локальная разгрузка может осуществляться по фациальным окнам и тектоническим нарушениям, что отмечается в области севернее Маньчского прогиба.

Таким образом, взгляды В.Н.Корценштейна в целом отражают классические представления о региональном характере движения глубоких флюидов, положении в пространстве региональных областей питания и разгрузки, о возможности латерального движения глубоких флюидов на большие расстояния, о наличии затрудненного водообмена между нефтегазоносными комплексами. По его мнению, лишь юрский нефтегазоносный комплекс надежно флюидодинамически отделен от вышележащих.

Этой точки зрения с различными, подчас значительными отклонениями придерживаются многие исследователи, занимавшиеся Восточным Предкавказьем, например И.Г.Киссин [89,178].

Установленной областью разгрузки глубоких флюидов мезозойских отложений является вал Карпинского. Вместе с тем существует мнение о разгрузке рассолов, движущихся из зоны Прикаспия к валу Карпинского. Обе точки зрения о разгрузке рассолов в пределах вала Карпинского основаны только на качественном анализе гидрохимического материала по подземным водам плейстоценовых и верхнеплиоценовых отложений, для которых фиксируются хорошо выраженные гидрохимические аномалии в районе Бузгинского поднятия погребенного вала Карпинского.

Для количественной оценки влияния современного инфильтрационного питания, связанного с окраинными частями НГБ, на питание глубоких флюидов строились гидродинамические карты (ортогональная сетка линий тока и гидроизогипс) для следующих водоносных горизонтов: бакинского, апшеронского, акчагельского, ниже- и верхнемелового.

Проиллюстрируем на некоторых из них роль региональных областей питания и разгрузки в формировании подземных флюидов внутренних районов НГБ.

Оценка роли периферии бассейна в формировании глубоких флюидов погруженных частей осуществлялась путем анализа изменения единичных латеральных расходов, приведенных давлений (уровней) или градиентов глубоких флюидов вдоль линий тока (см. гл. 2).

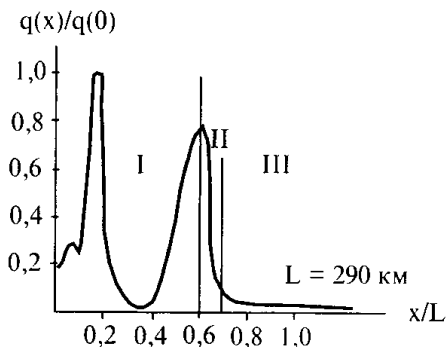
Подобный анализ трудно осуществить для мезозойских нефтегазоносных комплексов из-за невысокой достоверности или отсутствия исходной информации в областях, прилегающих к региональным областям питания (в частности, отсутствует информация по фильтрационным свойствам пород). Поэтому этот анализ осуществлен для всех водоносных (нефтегазоносных) комплексов, по которым имелась необходимая информация, в том числе и для наиболее глубоко залегающих надмайкопских водоносных комплексов.

В бакинском водоносном горизонте, который является первым от поверхности напорным горизонтом и имеет региональное распространение, сокращение единичных расходов вдоль одной из линий тока представлено на рисунке 9.3.

Из рисунка видно, что в полосе, примыкающей к региональной области питания, изменение расхода значительно меняется в связи с местными базами дренирования и питания. Расход то уменьшается (разгрузка), то увеличивается (местная область питания). Такая ситуация имеет место на расстоянии около 170 км (зона активного водообмена). Далее происхо-

Рис. 9.3. Изменение латерального единичного расхода подземных вод вдоль линии тока в бакинском водоносном комплексе

L – общая длина линии тока;
 $q(0)$ – значение единичного расхода в области инфильтрационного питания;
 $q(x)$ – то же, на расстоянии x от области питания. I, II, III – гидродинамические зоны, соответственно, активного, замедленного и весьма замедленного водообмена



дит направленное сокращение латеральных расходов, и на расстоянии уже 30–40 км (около 210 км от выхода отложений на дневную поверхность) происходит практически полная разгрузка подземных вод бакинского горизонта в вышележащие отложения путем перетекания (напоры в вышележащих грунтовых и слабонапорных водоносных горизонтах меньше, чем в нижележащих). Эта промежуточная зона – зона замедленного водообмена. К зоне весьма замедленного водообмена притока с внешней границы практически не существует.

В акчагыльском водоносном комплексе на графиках, представленных на рисунке 9.4 (*а* – изменение единичных латеральных расходов, *б* – изменение градиентов подземных вод вдоль той же линии тока), видно, что границы гидродинамических зон практически совпадают, а отличаются лишь абсолютные значения экстремальных градиентов и расходов. В связи с этим можно утверждать, что для оценки роли периферии бассейна как области инфильтрационного питания и выделения границ гидродинамических зон можно для упрощения пользоваться графиками изменения латеральных градиентов вдоль линий тока.

В пределах комплекса выделяются три гидродинамические зоны. Первая зона (зона I) с ярко выраженным изменением расхода (питание и разгрузка в направлении линии тока) имеет ширину до 100 км. Здесь формирование пьезометрической поверхности происходит под влиянием поверхностных факторов (рельеф, инфильтрация, речная сеть). В пределах

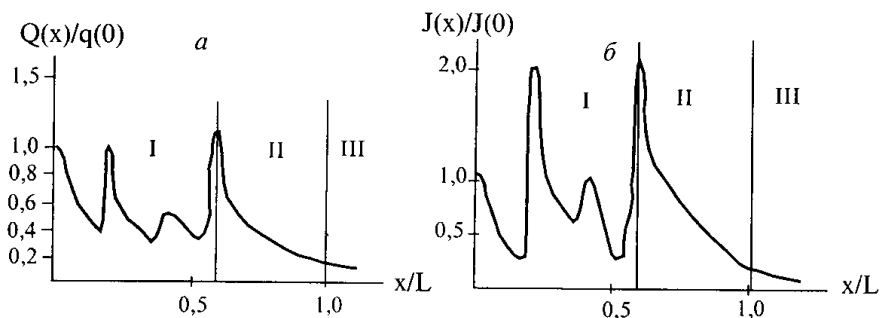


Рис. 9.4. Изменение единичных латеральных расходов подземных вод (*а*) и градиентов приведенных давлений вдоль линии тока (*б*) акчагыльского водоносного комплекса Восточного Предкавказья

Условные обозначения см. на рис. 9.3

участка, соответствующего этой зоне на графике, происходят резкие колебания значений латеральных градиентов и расходов потока подземных флюидов.

Вторая зона имеет ширину около 60 км. Здесь весь объем подземных флюидов, сформированный в региональных и местных областях питания, разгружается практически полностью на расстоянии 160 км путем площадного перетекания в вышележащие комплексы. К зоне весьма замедленного водообмена из всех изученных нефтегазоносных комплексов не поступает инфильтрационное питание с предгорий Большого Кавказа, т.е. формирование глубоких подземных флюидов не зависит от поверхностных факторов (интенсивность инфильтрационного питания, дренирующее воздействие речной сети).

Постепенное снижение латеральных градиентов давлений и расходов подземных флюидов соответствует зоне замедленного водообмена (зона II, см. рис.9.4), имеющей ширину 60–70 км. В пределах этой зоны отсутствуют резкие колебания градиентов и расходов, что связано с процессами замедленного перетекания подземных флюидов в вышележащие горизонты.

Зона III на графике (см. рис.9.4) выделена при $q(x)/q(0)$ менее 10%. Для сопоставления результатов анализа в разрезе осадочного чехла ленты тока на построенных пьезометрических картах мезозойских отложений проведены в одних и тех же районах бассейна (по три линии тока для каждого нефтегазоносного комплекса).

Для верхнемелового нефтегазоносного комплекса на основе анализа графика изменения градиентов приведенного уровня вдоль линии тока выделяется три гидродинамические зоны (профиль I–I, рис.9.5). По направлению эта линия тока приурочена к Чернолесскому прогибу и Ставропольскому своду.

Зона активного водообмена выделяется здесь условно. В изучаемом масштабе (1:500000) она выражается недостаточно отчетливо. Тем не менее на протяжении примерно 20 км, где верхнемеловой нефтегазоносный комплекс выходит на дневную поверхность, его пьезометрические уровни формируются под влиянием поверхностных факторов. Затем нефтегазоносный комплекс резко погружается. Зона замедленного водообмена выделяется на относительно коротком участке шириной 35 км. Здесь напоры (давления) подземных флюидов верхнемелового нефтегазоносного комплекса плавно снижаются в направлении погружения (профиль I–I, см. рис.9.5.).

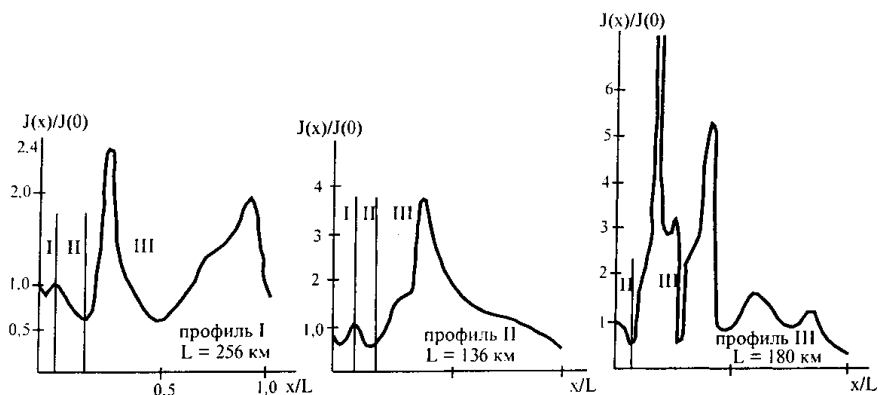


Рис. 9.5. Изменение градиентов приведенных пластовых давлений вдоль лент тока в верхнемеловом нефтегазоносном комплексе
Условные обозначения см. на рис. 9.3

Зона весьма замедленного водообмена занимает подавляющую часть площади распространения верхнемелового нефтегазоносного комплекса. В условиях резкого погружения влияние краевых зон практически не сказывается на формировании подземных флюидов глубоких частей разреза. Здесь их формированию происходит под влиянием внутренних процессов, и прежде всего геодинамики. Для этой зоны характерны различные аномалии: гидродинамические, гидрохимические, газовые, температурные и другие.

По линии тока (профиль II–II, см. рис.9.5), пересекающей Минераловодский выступ в районе Кавказских минеральных вод (КМВ), затем протягивающейся через Чернолесский прогиб, зона активного водообмена также выделяется не очень четко. Это также связано с масштабом исследования и ограниченным количеством данных по замерам пластовых давлений в области, прилежащей к области выхода отложений на дневную поверхность. Эта зона имеет ширину около 26 км. Зона замедленного водообмена выделяется в районе КМВ, где благодаря неглубокому залеганию верхнемелового нефтегазоносного комплекса подземный поток испытывает значительные изменения под влиянием поверхностных факторов.

Зона весьма замедленного водообмена распространена практически повсеместно и соответствует зоне резкого погружения пород позднемелового возраста.

По линии тока, проходящей через аномальные гидродинамические зоны: Терско-Сунженскую зону поднятий, Терско-Каспийский прогиб и Арзгиро-Прикумскую зону поднятий (профиль III-III, см. рис.9.5), наблюдаются некоторые особенности изменения градиентов напора подземных флюидов.

Для этого района характерно наиболее резкое погружение нефтегазоносного комплекса, АВПД и другие аномалии. В тектоническом отношении это наиболее активный район Восточного Предкавказья, где тектонические подвижки происходят и в настоящее время (Терско-Сунженская область) [53].

Здесь даже зона замедленного водообмена, протягивающаяся на расстояние около 12 км, выразилась на графике нечетко. Зона интенсивного водообмена не выделилась вовсе. Зона весьма замедленного водообмена имеет практически повсеместное распространение. Для нее характерны наиболее резкие экстремальные значения изменения градиентов приведенных давлений. Абсолютные значения их так велики, что пришлось разрывать график. Как уже говорилось выше, это связано с блоковым тектоническим строением Терско-Сунженской области и изолированностью блоков друг от друга (см. рис.9.1).

На территории Прикумской зоны поднятий экстремальные значения снижаются, что связано с более крупным масштабом тектонической неоднородности в условиях платформы.

Для нижнемелового нефтегазоносного комплекса анализ изменений латеральных градиентов осуществлялся также на основании анализа изменения градиентов приведенных уровней по линии тока (рис. 9.6).

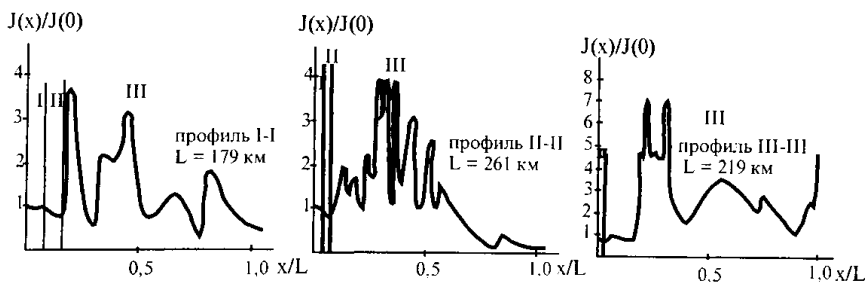


Рис. 9.6. Изменение градиентов приведенных пластовых давлений вдоль линий тока в нижнемеловом нефтегазоносном комплексе
Условные обозначения см. на рис. 9.3

На профиле I–I, пересекающем западную часть Минераловодского выступа и Ставропольский свод, выделяются все три зоны. Из них I-я и II-я, аналогично верхнемеловому комплексу, выделены несколько условно в связи с малым объемом информации по предгорным и приподнятым частям бассейна. При этом зона активного водообмена протягивается на 15 км от Главного Кавказского хребта, зона замедленного водообмена – на 20 км. Всю остальную территорию занимает зона весьма замедленного водообмена.

По сравнению с верхнемеловым комплексом в данном районе для нижнемелового комплекса зона весьма замедленного водообмена характеризуется более высокими абсолютными значениями экстремальных градиентов и большей их контрастностью и повторяемостью (частотой встречаемости).

На профиле II–II (см. рис.9.6) зона весьма замедленного водообмена (III) выделяется уже на расстоянии 18 км от региональной области создания пластовых давлений (области «питания») и характеризуется большим количеством очень часто повторяющихся экстремальных значений градиента пластовых давлений. По площади эта зона совпадает с Терско-Каспийским прогибом, для которого характерны АВПД, и с Минераловодским выступом. При пересечении Арзгиро-Прикумской зоны поднятий значения градиента снижаются и график имеет более сглаженную пологую форму. Зоны I и II на этом профиле выделены условно, что связано с резким погружением нефтегазоносного комплекса в районе Терско-Каспийского прогиба.

На профиле III–III (см. рис.9.6), пересекающем Терско-Сунженскую область и Прикумский район (его восточную часть), также выделилась практически одна зона – зона весьма замедленного водообмена, что также связано с резким погружением комплекса на большие глубины. По сравнению с верхнемеловым комплексом контрастность и абсолютные значения экстремумов в этой зоне ниже.

Юрский нефтегазоносный комплекс. Оценивать роль периферии бассейна в формировании подземных флюидов этого нефтегазоносного комплекса оказалось наиболее сложно, так как на юге бассейна комплекс изучен в гораздо меньшей степени по сравнению с вышележащими. Кроме того, он испытывает наиболее резкое и глубокое погружение в предгорьях.

Зона активного водообмена (I) на графиках (рис.9.7) не выделяется вообще. Зона замедленного водообмена также выделена условно и име-

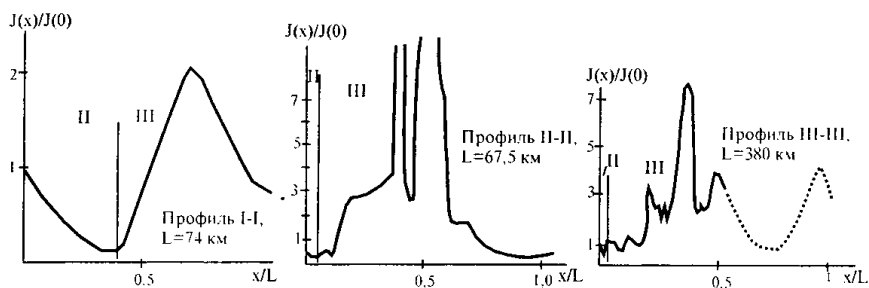


Рис. 9.7. Изменение градиентов приведенных пластовых давлений вдоль линий тока в юрском нефтегазоносном комплексе
Условные обозначения см. на рис. 9.3

ет ширину в плане 3–7 км (профили II–II, III–III). На профиле I–I, проходящем через Восточно-Кубанскую впадину, зона II выделена на расстоянии 30 км, что бесспорно связано с отсутствием достаточного количества точек с замерами пьезометрических уровней (пластовых давлений).

Наиболее показательна зона весьма замедленного водообмена (III) выделена на профиле III–III, пересекающем Терско-Сунженскую область и Прикумскую зону. Терско-Каспийский прогиб, характеризующийся наиболее высокими значениями аномальных давлений в юрском нефтегазоносном комплексе, отразился на профиле II–II.

На основании вышеизложенного отметим, что ширина зоны полной разгрузки подземных флюидов, сформированных в региональных областях питания, существенно зависит от геологического строения краевых частей НГБ. Она там меньше, где имеет место трансгрессивное залегание осадочных отложений и водовмещающие породы перекрываются другими, особенно глинистыми отложениями. Чем глубже залегают нефтегазоносные комплексы, тем менее выражена область, в пределах которой сказывается влияние поверхностных факторов, и прежде всего инфильтрационное питание. Такая же ситуация наблюдается и в Западно-Сибирском НГБ.

Практически вся территория Восточно-Предкавказского НГБ в пределах площади распространения мезозойских отложений (за исключением

узкой полосы вдоль предгорий) представляет собой гидродинамическую зону весьма замедленного водообмена, характерную как для погруженных, так и приподнятых его частей. Влияние краевых зон бассейна, так называемых «региональных областей питания», не сказывается. Здесь основную роль в питании и движении глубоко залегающих подземных флюидов играют разрывная тектоника, геодинамика, внутренний структурный план территории и питание из фундамента.

Чем крупнее масштаб исследований и степень информативности как в целом для бассейна, так и для отдельных его частей, тем более детально выделяются блоки, разобщающие между собой в гидродинамическом отношении нефтегазоносные комплексы (горизонты). В пределах блоков подземный поток является местным. Основным направлением миграции подземных флюидов является вертикальная восходящая фильтрация, а источником питания является нижняя граница осадочного чехла.

Для этой зоны характерны различные аномалии: гидрохимические, гидродинамические, газовые, минералогические, геохимические и другие.

Наиболее правильным и достоверным при оценке влияния периферии НГБ вообще и Восточно-Предкавказского в частности на формирование глубоких флюидов является анализ изменения не только расходов, но и градиентов приведенных давлений. Как показали результаты сравнения по ачкагельскому водоносному горизонту (см. рис.9.4), гидродинамические зоны в том и другом случаях практически совпадают, меняются только абсолютные величины экстремальных значений.

Масштаб исследований и отсутствие данных по замерам пьезометрических уровней в мезозойских комплексах в горной и предгорной частях НГБ послужили причиной того, что по всем лентам тока практически не выделены или выделены условно зоны активного и замедленного водообмена.

9.5. Оценка влияния элизионного питания на формирование пластовых давлений глубоких флюидов

Элизионным процессам в формировании пластовых давлений существенную роль отводят А.А.Карцев и С.Б.Вагин и многие другие исследо-

ватели. Для этого региона построены палеогидрогеологические карты для нижне-среднеюрского, нижне- и верхнемелового нефтегазоносных комплексов, выделены седиментационные (элизионные) и инфильтрационные этапы развития бассейна и подсчитаны циклы водообмена.

На построенных картах подземные флюиды движутся из наиболее погруженных частей НГБ к его периферии. Эта точка зрения никем не оспаривается.

Важная роль глинистых отложений в формировании пластовых давлений глубоких вод отмечалась также в работе И.Г.Киссина [89], в которой АВПД в пределах Терско-Сунженской области объясняются процессами гравитационного уплотнения глинистых пород. В связи с этим Терско-Сунжинская область рассматривается И.Г.Киссиным как гидравлический барьер, который обходится потоком подземных флюидов, двигающихся с юга на север и северо-восток, и разгружается в районе вала Карпинского, а также предположительно по разломам на границе докембрийской и эпигерцинской платформ.

Ряд исследователей (А.А.Клименко, А.С.Панченко, А.С.Данов и А.И.Поливанова, М.А.Мирошников и многие другие) считают, что и в настоящее время имеют место либо элизионные процессы в чистом виде, либо остаточные процессы элизионного водообмена, которые прослеживаются «уже на небольшом удалении от областей современной инфильтрации, выражаясь в наличии “куполов” пьезометрической поверхности, зон повышенных давлений, изменений направлений движения подземного потока на отдельных площадях».

Позднее к аналогичным выводам пришли многие исследователи (И.Н.Егорова, Н.И.Попов, Г.П. Якобсон, В.И.Рябенко, П.И.Блощицин, К.И.Воробьева, М.В.Мирошников, П.И.Блощицин и многие другие).

Учитывая большое внимание, уделяемое элизионным процессам, которым отводится определяющая роль в формировании пластовых давлений и нефтегазовых месторождений в наиболее погруженных частях Восточно-Предкавказского НГБ (в зоне весьма замедленного водообмена), нами с использованием моделирования (плоская в разрезе задача) проведена количественная оценка влияния этих процессов на формирование поля пластовых давлений.

Схематизация гидрогеологической условий осуществлялась следующим образом. Над майкопскими существенно глинистыми отложениями залегает переслаивающаяся толща глинистых и песчаных отложений неогенового и четвертичного возраста. Внутри этой сложнопостроенной тол-

ши выделяется ряд водоносных горизонтов и комплексов, отделенных друг от друга в различной мере выдержанными по площади и разрезу глинистыми отложениями разной мощности.

Исходя из поставленных целей изучался лишь один водоносный комплекс – апшеронский. При этом все выше- и нижележащие отложения (включая водоносные (нефтегазоносные) горизонты) рассматривались как глинистые осадки, которые, с одной стороны, относительно изолировали апшеронский водоносный комплекс от поверхности, а с другой, являлись источником дополнительного элизионного питания подземных флюидов. Такая постановка задачи повышает вероятность выявления аномальных пластовых давлений и обратного движения подземных флюидов (к области выхода отложений на дневную поверхность), т.е. результаты должны подтвердить важную роль элизионной составляющей в питании глубоких флюидов.

Оценка объемов отжимающихся поровых растворов производилась для наиболее погруженной части разреза, где мощность отложений достигает максимального значения. При этом широтный разрез (от Ставропольского поднятия к Каспийскому морю) экстраполировался до середины Каспийского моря, поэтому мощность всех доапшеронских отложений (включая майкопские) возросла до 4,6 км, а надапшеронских – до 900 м, с глубиной залегания подошвы, соответственно, 6,4 и 0,9 км.

Количество отжимающихся поровых растворов проводилось по кривой естественного уплотнения глинистых пород Восточного Предкавказья [177] и зависимости, предложенной в работе [132].

По данным расчета, из подапшеронских отложений, начиная со времени накопления майкопской глины и до апшерона, было отжато $2300 \text{ м}^3/\text{м}^2$, в течение апшеронского века – $488 \text{ м}^3/\text{м}^2$, а в послепашеронское время – $300 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поровых растворов.

Из надапшеронских отложений (включая современные) за все время было отжато $200 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поровых растворов.

Таким образом, суммарный объем отжатых поровых растворов составил $3300 \text{ м}^3/\text{м}^2$, или $1,32 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3/\text{год}$ с 1 м^2 поверхности. На всю длину изучаемого разреза (425 км) – $5,6 \text{ м}^3/\text{год}$.

Из полного объема поровых растворов $2800 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поступило обратно в бассейн седиментации и в непокрытые сверху апшеронские отложения. С учетом этого величина отжатых поровых растворов, поступивших в апшеронский водоносный горизонт, составит $0,85 \text{ м}^3/\text{год}$ (при этом при-

нимается, что отжимающиеся поровые воды из нижележащих отложений мигрируют только вверх, а из вышележащих – только вниз).

Современный расход подземных вод в области питания апшеронского водоносного горизонта задавался исходя из следующего. Водопроницаемость горизонта по самым низким оценкам колеблется от 400 до 600 м²/сут в областях, примыкающих к региональным областям питания, и постепенно снижается к равнинной части, где составляет 100–200 м²/сут. Градиенты напоров подземных вод в области питания меняются от 0,03 до 0,04 [46].

Расход подземного потока на 1 м ширины при средней водопроницаемости 500 м²/сут и градиенте 0,03 равен 15 м³/сут.

Таким образом, отношение расхода естественного (инфильтрационного) потока подземных вод к расходу элизионного питания составляет, соответственно, 980 и 6500 при объеме элизионного питания 5,6 и 0,85 м³/год (или 0,015 и 0,002 м³/сут).

На модели водопроницаемость апшеронских отложений принималась линейно меняющейся от 500 до 30 м²/сут в наиболее удаленной точке (акватория Каспийского моря). Дополнительное питание из глинистых отложений подавалось в тот момент, когда закончилось накопление современных отложений (т.е. за 25 млн лет), причем чтобы это дополнительное питание отразилось на изменении напоров (давлений), оно было увеличено в 100 раз и в 650 раз та его часть, которая поступила в апшеронский водоносный горизонт. Результаты моделирования представлены на рисунке 9.8.

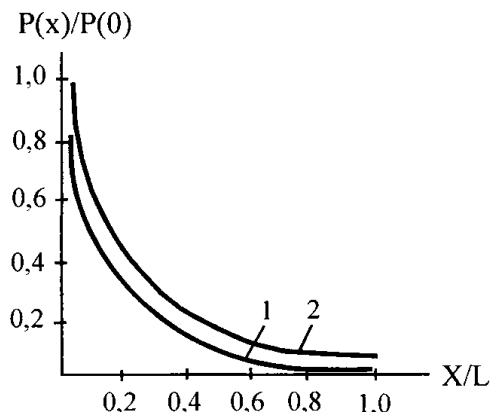


Рис. 9.8. Схема распределения пластовых давлений подземных вод апшеронского водоносного комплекса, полученная на модели

1 – с учетом инфильтрационного питания; 2 – с учетом совместно инфильтрационного и элизионного питания

Как видно из рисунка, столь намеренно завышенное питание из глин ($550 \text{ м}^3/\text{год}$ на всю длину разреза, или $324000 \text{ м}^3/\text{м}^2$ за все время с момента формирования майкопских отложений) привело к весьма незначительному изменению напоров (давлений) подземных флюидов (кривая 2) относительно распределения напоров без элизионного питания (кривая 1).

Таким образом, как и для Западно-Сибирского НГБ, роль элизионных процессов в формировании поля пластовых давлений глубоких горизонтов ничтожна. Роль этих процессов может быть значима лишь при абсолютной изоляции какой-либо части разреза.

9.6. Локальные флюиодинамические особенности на отдельных структурах бассейна

Локальные флюиодинамические особенности покажем на некоторых хорошо изученных структурах, в частности, на Терско-Сунженском поднятии Восточного Предкавказья (область распространения АВПД). Колебания приведенных уровней (здесь и далее за плоскость сравнения принимался уровень моря) между отдельными частями структур достигают сотен и тысяч метров (см. рис.9.1). На Малгобек-Вознесенской структуре приведенные уровни меняются от 270 до 540 м; на Горячейсточниковом – более 2000 м; на Хаян-Корте – от 200 до 500 м (рис. 9.9).

Еще более контрастная картина наблюдается в нарушенных условиях, в которых изолированность отдельных блоков структур и самих структур между собой проявляется еще более отчетливо.

На Малгобек-Вознесенской структуре по результатам длительной эксплуатации установлено, что скважины, находящиеся в разных блоках, разграниченных тектоническим нарушением (расстояния между скважинами от 0,8 до 2 км), гидродинамически не взаимодействуют между собой. В то же время скважины, расположенные вдоль линии разлома на значительно больших расстояниях, имеют взаимодействие. Интересно отметить, что разломы на этой структуре являются активноживущими: по данным высокоточного повторного нивелирования по ним происходит вертикальное смещение блоков, которое за 8 месяцев составило от 13 до 20 мм (А.Т.Донабедов).

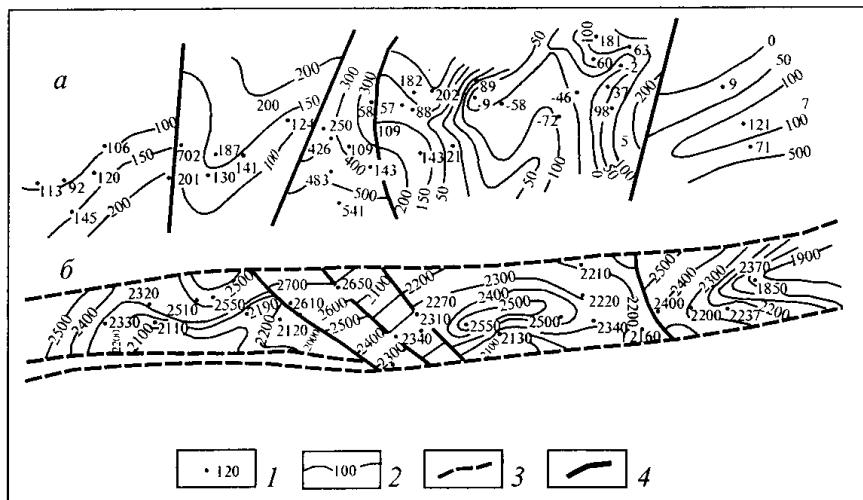


Рис. 9.9. Схематические карты пьезометрической поверхности

a – нижнемеловых отложений Прикумской зоны поднятий, *б* – верхнемеловых отложений Терско-Сунженской зоны поднятий; 1 – скважина и значение приведенного уровня (абс. отм.), м; 2 – пьезоизогипсы (абс. отм.), м; 3 – тектонические нарушения, установленные по геофизическим исследованиям; 4 – то же, гидродинамическим методом

Блоковое строение Терско-Сунженского поднятия очевидно (см. рис.9.1, 9.9).

В Прикумской зоне поднятий, находящейся в существенно спокойных тектонических условиях с малоамплитудными разрывными нарушениями (менее мощности продуктивных горизонтов), наблюдается точно такая же картина – отсутствие флюидодинамического взаимодействия между отдельными поднятиями и их гидродинамическая разобщенность (см. рис.9.9). Перепады приведенных уровней между отдельными структурами достигают 100–200 м и более: на Колодезной–Величаевской – более 100 м; Величаевской–Правобережной – более 500 м и т.д. В целом же на относительно небольшой площади Прикумской зоны поднятий перепады приведенных уровней превышают 700 м.

Кроме того, по результатам гидродинамического опробования установлено отсутствие гидродинамического взаимодействия на Ачалукской структуре между 7-ю парами скважин; на Величаевской и Правобережной – между 2-мя парами скважин; на Восточно-Безводненской и Правобережной – между 3-мя парами скважин.

На месторождении Русский Хутор (центральный) анализ опыта эксплуатации показал, что разломы даже небольшой амплитуды (до 20 м) могут в некоторых случаях являться надежными экранами и влиять на процесс разработки месторождений (Ю.А.Стерленко). Этот вывод получен на основании следующего. Скважина 26 эксплуатировала VIII₁ пласт, контактирующий по сбросу с пластом VIII₂ (нижнемеловые отложения). После начала эксплуатации (1968 г.) постепенно снижалось содержание нефти, а содержание газа и воды увеличивалось, соответственно, с 70 т/сут, 450 м³/сут и 7% до 8 т/сут, 2600 м³/сут и 50%. В марте 1978 года (спустя 63 месяца после начала эксплуатации) резко увеличилось содержание нефти и конденсата до 28 т/сут и уменьшилось содержание воды до 4%. Длительная эксплуатация привела к созданию критического перепада пластовых давлений, к образованию трещин гидроразрыва в сбросе и поступлению флюида из пласта VIII₂ в пласт VIII₁.

В ряде случаев гидродинамическая разобщенность на отдельные блоки наблюдается и в вертикальном направлении. Так, в верхнемеловых отложениях пластовые давления в естественных и нарушенных условиях на несколько мегапаскалей больше, чем в терригенных нижнемеловых отложениях. По отношению к вышележащим отложениям нижних частей палеоценовых отложений соотношение приведенных пластовых давлений различно и иногда столь же значительно. При этом наблюдаются достаточно высокие вертикальные градиенты, которые в ряде случаев достигают 4.

Таким образом и для относительно спокойного в тектоническом отношении района также наблюдаются резкие перепады пьезометрических уровней (давлений) между структурами и в их пределах, что свидетельствует об отсутствии гидродинамического взаимодействия между ними в горизонтальной плоскости и пластово-блоковом строении отдельных частей разреза глубоких горизонтов.

Остановимся на характеристике поинтервального опробования нижне- и верхнемелового водоносных комплексов на Советской площади, отражающей особенности распределения пластовых давлений в вертикальном разрезе.

Здесь в скважине 1 верхнемеловые отложения были опробованы по всему разрезу. Установлено, что от кровельной части к подошве пьезометрические напоры (давления) подземных флюидов постепенно снижаются от +1323,5 м на глубине 3074 м до 623,5 м на глубине 3262 м. В подошве они практически становятся такими же, как и в кровле нижне-

меловых отложений, а далее постепенно растут и в отложениях неоккома достигают величины + 2298 м, т.е. намного превышают отметки в кровле верхнемеловых отложений. Это свидетельствует о наличии пьезоминимума в разрезе меловых отложений.

Распределение приведенных напоров (давлений) в разрезе приведено на рисунке 9.10, из которого видно, что в разрезе распределение приведенных напоров далеко не направленно. Здесь также выделяются аномалии на некоторых площадях. Хотя следует отметить, что в условиях пластово-блокового строения глубоких горизонтов не совсем верно строить карты в изолиниях без учета границ различного генезиса.

В связи со скептическим отношением многих исследователей к использованию метода приведения пластовых давлений нами для оценки возможных направлений движения подземных флюидов верхнемелового нефтегазоносного комплекса использовался метод расчета фильтрационной силы, предложенный А.Е.Гуревичем [43]. Расчет осуществлялся как для всего нефтегазоносного бассейна, так и для его отдельных частей. На рисунке 9.11 показана горизонтальная составляющая фильтрационной силы для Терско-Сунженской области. Из рисунка видно достаточно хаотичное распределение горизонтальных векторов фильтрационной силы, показывающее возможность латерального движения глубоких флюидов по всей исследуемой области (длина векторов ориентировочно отражает абсолютное значение фильтрационной силы). Эта картина не имеет ничего общего с реальной (см. рис.9.9), так как не учитывает наличие многочисленных высокоамплитудных тектонических нарушений, сопоставимых с мощностью нефтегазоносных комплексов (см. рис.9.1). Кроме того, особенностями этого метода является то, что при автоматическом счете для исследуемой точки выбирается несколько комбинаций по трем ближайшим точкам, что в ряде случаев вносит значительную неопределенность в результаты анализа расчета фильтрационной силы. Вместе с тем расчеты фильтрационной силы также показывают отсутствие региональных потоков и наличие местных локальных потоков в пределах небольших площадей.

Приведем примеры распределения замеренных пластовых давлений и приведенных уровней по отдельным хорошо изученным структурам.

Русский Хутор Северный

Пластовые и приведенные давления по этой площади приведены в таблице 9.2. На рисунке 9.12 показано распределение замеренных пластовых давлений по глубине, из которого видно, что на равных глубинах

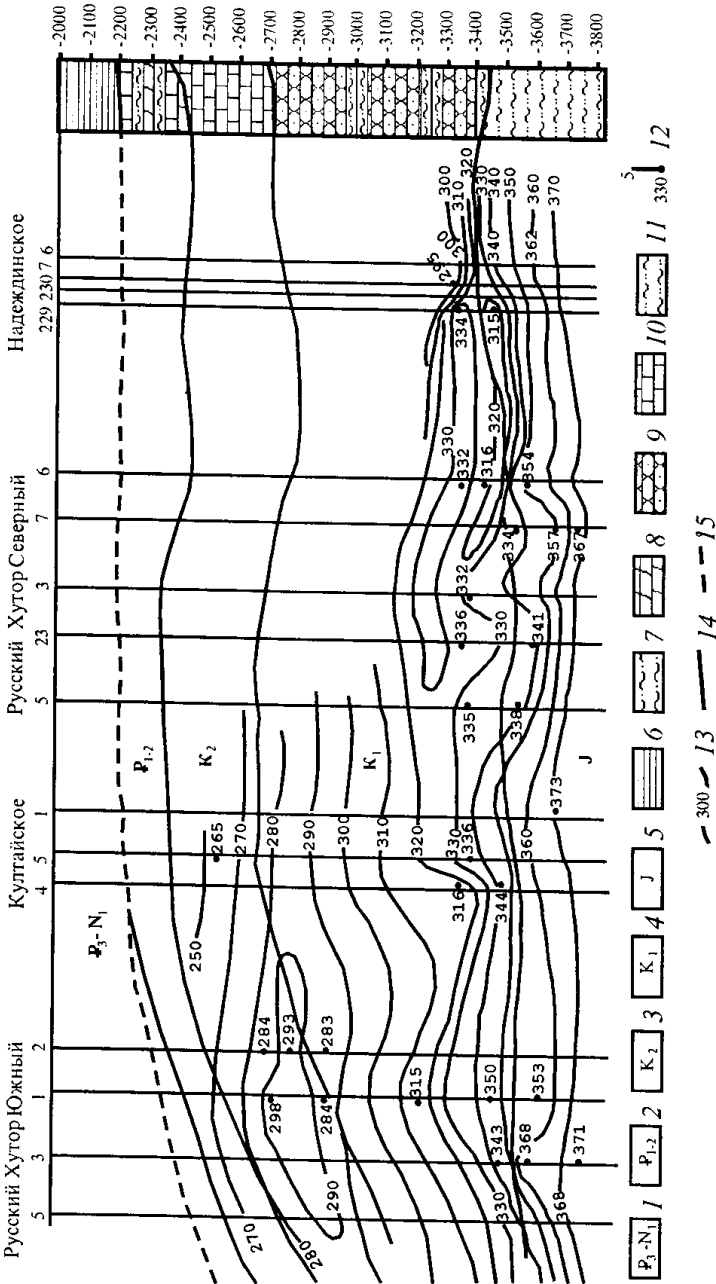


Рис. 9.10. Схематический гидрогеологический разрез по линии Русский Хутор-Надеждинское (Восточное Предкавказье)

1 – верхнепалеогеновая–нижнеогеновая водоупорная толща; 2–5 – водоносные комплексы; 2 – нижне-среднепалеогеновый, 3 – верхнемеловой, 4 – нижнемеловой, 5 – юрский; 6 – глины; 7 – алевролиты; 8 – мергели; 9 – песчаники; 10 – известняки; 11 – песчано-алевролитовые породы; 12 – номер скважины (5) и замерные пластовое давление, атм. (330); 13 – изолинии равных пластовых давлений; 14 – границы водоносных комплексов; 15 – условная граница водоупорной толщи

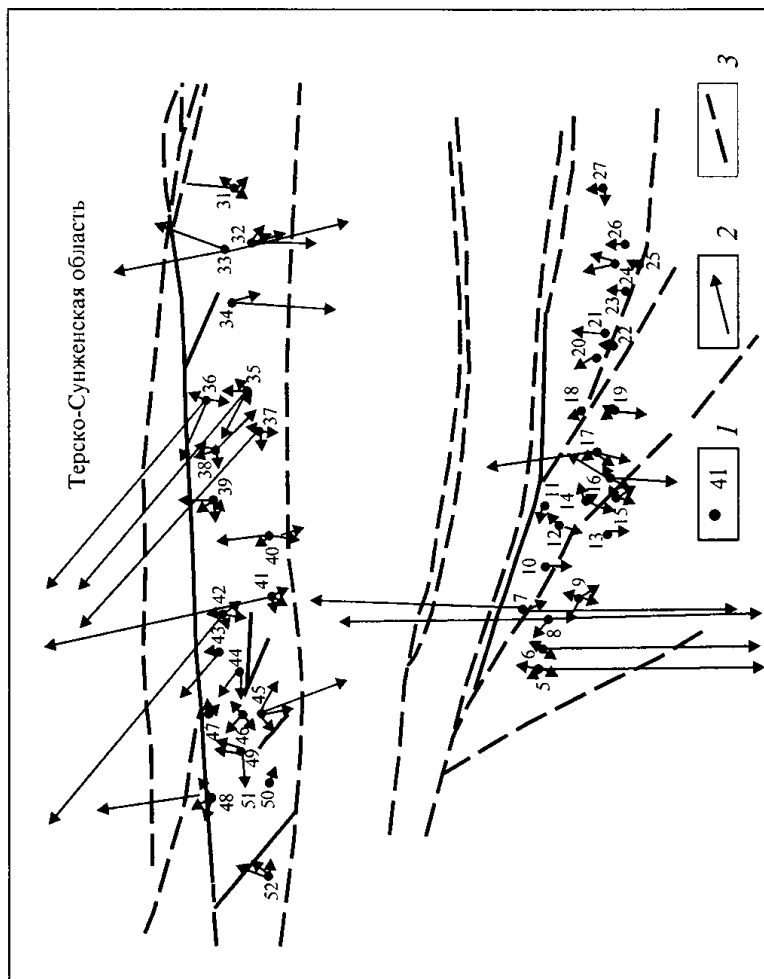


Рис. 9.11. Направления векторов горизонтальной составляющей фильтрационной силы для структур Восточного Предкавказья

1 – сважина и ее номер; 2 – вектор горизонтальной составляющей фильтрационной силы; 3 – тектонические нарушения

Таблица 9.2

Замеренные пластовые давления (нижнемеловые отложения) и приведенные уровни
(Русский Хутор Северный)

| № скв. | Середина интервала опробования, м | Абс. отметки середины интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Приведенное давление, МПа |
|--------|-----------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------|
| 1 | 3173 | 3156 | 33,3 | 74 |
| 3 | 3163 | 3144 | 33,2 | 33 |
| 4 | 3264 | 3245 | 34,16 | 66 |
| 5 | 3163 | 3150 | 33,5 | 101 |
| 6 | 3184 | 3168 | 33,24 | 56 |
| 7 | 3277 | 3259 | 36 | 234 |
| 8 | 3180 | 3162 | 33,38 | 76 |
| 9 | 3211 | 3193 | 34,9 | 195 |
| 10 | 3180 | 3160 | 34,2 | 160 |
| 12 | 3200 | 3181 | 33,65 | 83 |
| 13 | 3191 | 3173 | 34,03 | 129 |
| 14 | 3196 | 3173 | 34,66 | 192 |
| 15 | 3207 | 3187 | 33,62 | 73 |
| 16 | 3123 | 3110 | 33,65 | 158 |
| 17 | 3178 | 3159 | 34,1 | 151 |
| 18 | 3207 | 3190 | 34,1 | 118 |
| 20 | 2610 | 2590 | 27,83 | 126 |
| 22 | 3161 | 3139 | 33,82 | 144 |
| 23 | 3193 | 3183 | 33,12 | 28 |
| 24 | 3129 | 3105 | 33,12 | 110 |

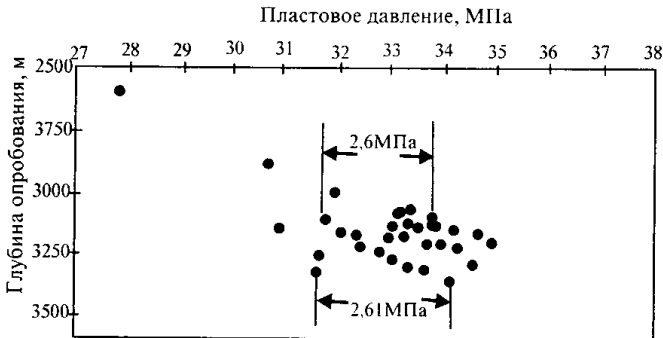


Рис. 9.12. Перепад замеренных пластовых давлений на близких глубинах.
Русский Хутор Северный, Восточное Предкавказье

перепад пластовых давлений меняется от 2,35 до 2,61 МПа. На рисунке 9.13 показаны направления горизонтальных градиентов приведенных пластовых давлений и давлений, замеренных на равных глубинах. Из рисун-

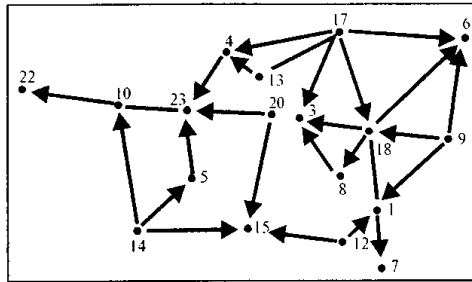


Рис. 9.13. Направления латеральных градиентов приведенных давлений. Русский Хутор Северный, Восточное Предкавказье

Таблица 9.3

Химический состав подземных флюидов нижнемеловых отложений (Русский Хутор Северный)

| № скв. | Середина интервала опробования, м | Плотность, кг/м ³ | Na+K, г/дм ³ | Ca, г/дм ³ | Mg, г/дм ³ | Cl, г/дм ³ | SO ₄ , г/дм ³ | HCO ₃ , г/дм ³ | J, мг/дм ³ | Br, мг/дм ³ |
|--------|-----------------------------------|------------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|------------------------|
| 1 | 3287 | 1084,6 | 34,2 | 6,2 | 0,64 | 76,5 | 0,34 | 0,48 | 12,9 | 271,3 |
| 5 | 3288 | 1076,3 | 36,6 | 5,6 | 0,74 | 67,4 | 0,41 | 0,32 | 8,8 | 200 |
| 6 | 3174 | 1076,5 | 32,5 | 6,6 | 0,47 | 63,1 | 0,12 | 0,3 | 10,6 | 295 |
| 6 | 3198 | 1077,8 | 34,9 | 7,6 | 0,72 | 68,4 | 0,21 | 0,49 | 11,2 | 297 |
| 7 | 3254 | 1090,1 | 40 | 7,7 | 0,72 | 77,1 | 0,34 | 8,1 | 422 | |
| 8 | 2637 | 1037 | 21 | 0,49 | 0,15 | 32,6 | 0,1 | 1,16 | 19,3 | 145,8 |
| 8 | 3191 | 1081 | 41,6 | 7 | 0,52 | 77 | 0,29 | 0,23 | 13,3 | 308,6 |
| 9 | 3194 | 1079 | 34,3 | 6,2 | 0,54 | 65,3 | 0,16 | 0,24 | 12,3 | |
| 10 | 3189 | 1086,6 | 39,3 | 7,5 | 0,76 | 75,2 | 0,23 | 0,16 | 8 | 319,2 |
| 10 | 3159 | 1066 | 36 | 5,1 | 0,55 | 65,2 | 0,13 | 0,71 | 7,81 | 266 |
| 10 | 3180 | 1076 | 32,1 | 5,5 | 0,42 | 60,4 | 0,025 | 0,31 | 11,8 | |
| 12 | 3211 | 1083,6 | 42,1 | 7,4 | 0,79 | 78,8 | 0,4 | 0,63 | 19,4 | 324,5 |
| 13 | 3196 | 1078,6 | 36,7 | 6,9 | 0,67 | 69,8 | 0,2 | 0,49 | 11,8 | 271,8 |
| 14 | 3215 | 1067 | 39,1 | 6,3 | 0,77 | 72,7 | 0,26 | 0,43 | 10,4 | 224 |
| 14 | 3197 | 1062,3 | 36,4 | 4,3 | 0,57 | 64,5 | | 0,73 | 11,8 | 244,7 |
| 14 | 3175 | 1066,8 | 34,6 | 4,24 | 0,55 | 61,7 | 0,04 | 0,67 | 11,5 | 260,7 |
| 15 | 3181 | 1066 | 39,4 | 5,4 | 0,44 | 71,1 | 0,06 | 0,29 | 12,5 | 282 |
| 15 | 3202 | 1083,4 | 37,2 | 6,9 | 0,79 | 71,7 | 0,22 | 0,21 | 12,7 | 282,4 |
| 17 | 3178 | | 33,6 | 6,7 | 0,54 | 65,1 | 0,18 | 0,13 | 12,5 | 269,7 |
| 18 | 3190 | 1070 | 36,6 | 6,5 | 0,69 | 69,3 | 0,31 | 0,22 | 12,7 | 361,8 |
| 18 | 3208 | 1084,6 | 42,2 | 7,5 | 0,89 | 79,8 | 0,36 | 0,22 | 14,9 | 303,2 |
| 18 | 3281 | 1075,5 | 38,8 | 5,7 | 0,67 | 7,9 | 0,47 | 0,56 | 11,9 | 308,6 |
| 23 | 3161 | 1063,4 | 34,8 | 3,8 | 0,51 | 61,6 | | 0,6 | 12,6 | 244,7 |

ка 9.13 видно, что в пределах площади в естественных условиях существуют разнонаправленные латеральные градиенты пластовых давлений.

Наряду с неоднородностью поля пластовых давлений наблюдается неоднородность гидрохимического поля. Результаты гидрохимическо-

Рис. 9.14. Направления горизонтальных градиентов содержания хлора. Русский Хутор Северный, Восточное Предкавказье

Отсутствие стрелки – отсутствие градиента

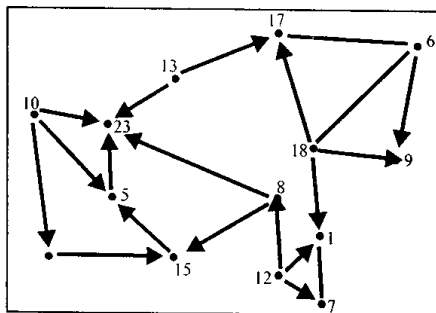
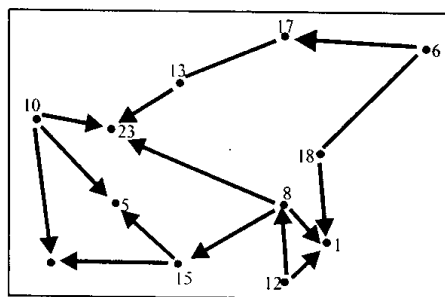


Рис. 9.15. Направления горизонтальных градиентов содержания брома. Русский Хутор Северный, Восточное Предкавказье

Отсутствие стрелки – отсутствие градиента



го опробования до начала эксплуатации приведены в таблице 9.3. Горизонтальные градиенты по содержанию хлора и брома на близких глубинах приведены на рисунках 9.14 и 9.15. Из рисунков и таблиц видна существенная неоднородность гидрогеохимического поля. Так, содержа-

Таблица 9.4
Замеренные и приведенные пластовые давления и химический состав флюидов Западно-Мектебского месторождения

| № скв. | Абс. отметка середины интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Приведенное давление, м | Абс. отметка середины интервала опробования, м |
|--------|------------------------------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------------------------------|
| 10 | 2821 | 30,2 | 141 | 3015 |
| 10 | 2847 | 30,5 | 150 | |
| 13 | 2838 | 30,2 | 125 | |
| 14 | 2845 | 30 | 97 | 3153 |
| 18 | 2828 | 30 | 115 | 2865 |
| 18 | 2846 | 30 | 96 | |
| 19 | 2832 | 30,4 | 150 | 2914 |
| 21 | | | | 2911 |
| 28 | 2847 | 30,1 | 104 | 2894 |

ние кальция колеблется в пределах одного порядка – от 0,49 до 7,7 г/дм³; содержание сульфат-иона – от 0,025 до 0,47 г/дм³; содержание гидрокарбонат-иона от 0,13 до 8,1 г/дм³. Содержание брома изменяется практически более чем в два раза, от 145 до 361 мг/дм³.

Западно-Мектебское месторождение

В пределах этого месторождения наблюдается практически безградиентная зона пластовых давлений в нижнемеловых отложениях (табл.9.4). Наблюдающиеся изменения приведенных уровней сопоставимы с погрешностью приведения, которая для этой площади составляет 57 м. Довольно постоянна и минерализация в пределах этой площади, которая меняется от 62,8 г/дм³ до 68,3 г/дм³, т.е. и в гидрохимическом поле выделяется безградиентная область. Таким образом, это месторождение представляет собой единый блок с отсутствием резкой фильтрационной неоднородности и отсутствием границ различного генезиса внутри блока (месторождения).

Величаевская площадь

Приведенные уровни (давления) превышают погрешность приведения, что позволяет использовать метод приведения пластовых давлений. Направления горизонтальных градиентов приведенных уровней показано на рисунке 9.16, а минерализации – на рисунке 9.17. На представленных рисунках видны разнонаправленные градиенты приведенных напоров и минерализации. Химический состав подземных вод относительно стабилен (табл.9.5).

Ачикулакская площадь

Замеренные пластовые давления и приведенные уровни приведены в таблице 9.6. Перепад замеренных пластовых давлений составляет 1,9 МПа

таблица 9.4 (окончание)

| Плотность, кг/м ³ | Минерализация, г/дм ³ | Ca, г/дм ³ | Mg, г/дм ³ | Cl, г/дм ³ | SO ₄ , г/дм ³ | Br, мг/дм ³ |
|---------------------------------|-------------------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|----------------------------------------|---------------------------|
| 1047 | 68 | 1,2 | 0,3 | 39,7 | 0,05 | 149 |
| 1047 | 68,3 | 1,7 | 0,4 | 39,4 | 0,07 | 316,8 |
| 1034 | | | | | | |
| 1042 | 67,2 | 0,8 | 0,15 | 35,8 | 0,13 | 154,3 |
| 1043 | 62,8 | 0,8 | 0,7 | 37,2 | 0,1 | 164,9 |
| 1045 | 63,9 | 3,9 | 0,32 | 37 | 0,2 | 149 |

Рис. 9.16. Латеральные градиенты приведенных напоров. Величаевская площадь, Восточное Предкавказье

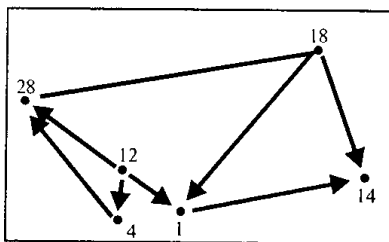


Рис. 9.17. Латеральные градиенты минерализации. Величаевская площадь, Восточное Предкавказье

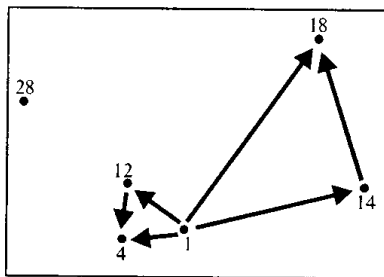


Таблица 9.5

Химический состав подземных флюидов нижнемеловых отложений в пределах Величаевской площади Восточного Предкавказья

| № скв. | Середина интервала опробования, м | Ca, г/дм ³ | Mg, г/дм ³ | Cl, г/дм ³ | SO ₄ , г/дм ³ | HCO ₃ , г/дм ³ | Минерализация, г/дм ³ | J, мг/дм ³ | Br, мг/дм ³ |
|--------|-----------------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|-----------------------|------------------------|
| 1 | 3139 | 5 | 0,3 | 53 | 0,2 | 0,4 | 97 | 8 | |
| 1 | 3138 | 5 | 0,3 | 53 | 0,2 | | 97 | | |
| 1 | 3083 | 5,8 | 0,5 | 70 | 0,07 | 0,3 | 115 | | |
| 4 | 3112 | 6 | 0,4 | 60 | | | 108 | | |
| 4 | 3131 | 1,2 | 0,4 | 69 | 0,2 | | 104 | | |
| 12 | 3095 | 5,7 | 0,5 | 67 | 0,06 | | 109 | | |
| 14 | 3096 | 5,8 | 0,8 | 63 | 0,05 | 0,6 | 104 | 20 | |
| 18 | 3101 | 3,5 | 0,4 | 56 | 0,02 | 0,4 | 91 | 11 | 186 |

(рис.9.18), что значительно превышает погрешность приведения. Направления латеральных градиентов показаны на рисунке 9.19, из которого видно, что латеральные градиенты приведенных напоров разнонаправленны. При этом наименьшие значения приведенных напоров связаны с периклиналями и сводами структуры, где, возможно, расположены дренирующие границы. Максимальные значения приведенных уровней характерны для сводовой части структуры.

Таблица 9.6

**Замеренные и приведенные пластовые давления на Ачикулакской площади Восточного
Предкавказья**

| № скв. | Середина интервала опробования, м | Абс. отметка середины интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Приведенное давление, абс. отметка, м |
|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|
| Нижнемеловые отложения | | | | |
| 38 | 2530 | 3425 | 35,6 | 78 |
| 27 | 2615 | 2523 | 28,6 | 334 |
| 26 | 2786 | 2718 | 29,3 | 186 |
| 45 | 2813 | 2744 | 28,1 | 32 |
| 30 | 2816 | 2746 | 28,1 | 39 |
| 80 | 2818 | 2747 | 29,8 | 205 |
| 29 | 2826 | 2734 | 28 | 42 |
| 41 | 2830 | 2759 | 28,6 | 75 |
| 25 | 2834 | 2749 | 28,8 | 105 |
| 40 | 2839 | 2772 | 29 | 102 |
| 71 | 2839 | 2752 | 28,2 | 42 |
| 32 | 2842 | 2753 | 28,6 | 64 |
| 36 | 2850 | 2760 | 28,4 | 54 |
| 67 | 2857 | 2750 | 28,1 | 25 |
| 34 | 2858 | 2791 | 28,1 | 16 |
| 33 | 2863 | 2748 | 28,2 | 46 |
| 39 | 2863 | 2787 | 29,7 | 153 |
| 44 | 2868 | 2793 | 30 | 176 |
| 43 | 2874 | 2807 | 30,1 | 169 |
| 47 | 2888 | 2825 | 29,3 | 76 |
| 42 | 2893 | 2735 | 28,9 | 129 |
| Верхнемеловые отложения | | | | |
| 25 | 2573 | 2489 | 29,8 | 470 |
| 30 | 2576 | 2506 | 28,4 | 317 |
| 35 | 2594 | 2499 | 28,6 | 342 |
| 41 | 2594 | 2522 | 29,4 | 398 |
| 29 | 2600 | 2507 | 29,7 | 441 |
| 36 | 2624 | 2534 | 29,3 | 373 |
| 32 | 2625 | 2536 | 29,6 | 408 |
| 40 | 2628 | 2561 | 30,1 | 424 |
| 27 | 2631 | 2539 | 29,4 | 378 |
| 33 | 2635 | 2520 | 29,2 | 379 |
| 38 | 2637 | 2531 | 29 | 348 |
| 88 | 2650 | 2650 | 29,2 | 389 |
| 44 | 2655 | 2581 | 29,6 | 357 |
| 42 | 2656 | 2579 | 28,8 | 280 |
| 34 | 2664 | 2597 | 29,8 | 359 |
| 47 | 2667 | 2604 | 29,7 | 343 |
| 37 | 2688 | 2544 | 29,2 | 352 |
| 46 | 2849 | 2761 | 28,8 | 71 |

Рис. 9.18. Изменение замеренных пластовых давлений подземных вод на близких глубинах в нижнемеловых отложениях в пределах Ачикулакской площади

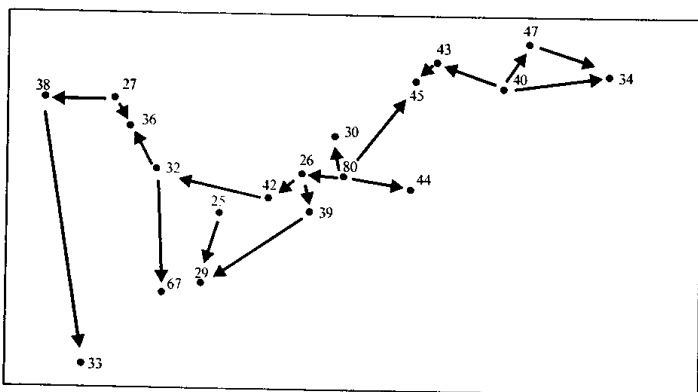
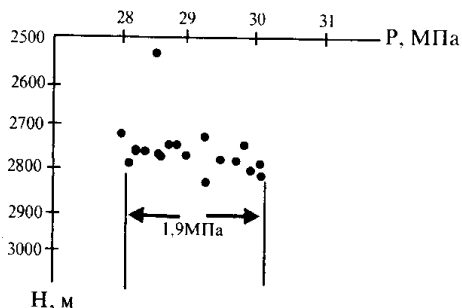


Рис. 9.19. Направления латеральных градиентов приведенных давлений подземных вод нижнемелового комплекса в пределах Ачикулакской площади

Площадь Озек-Суат

В пределах площади приведенные уровни колеблются от 45 до 182 м. Разница между ними превышает погрешность приведения, что дает основание для оценки направлений движения между отдельными точками (рис.9.20в). Существенные изменения испытывает содержание хлора в подземных флюидах нижнемеловых отложений (рис.9.20а, б).

9.7. Аномально высокие пластовые давления

На целом ряде месторождений наблюдаются аномально высокие и повышенные пластовые давления (табл.9.7), существование которых воз-

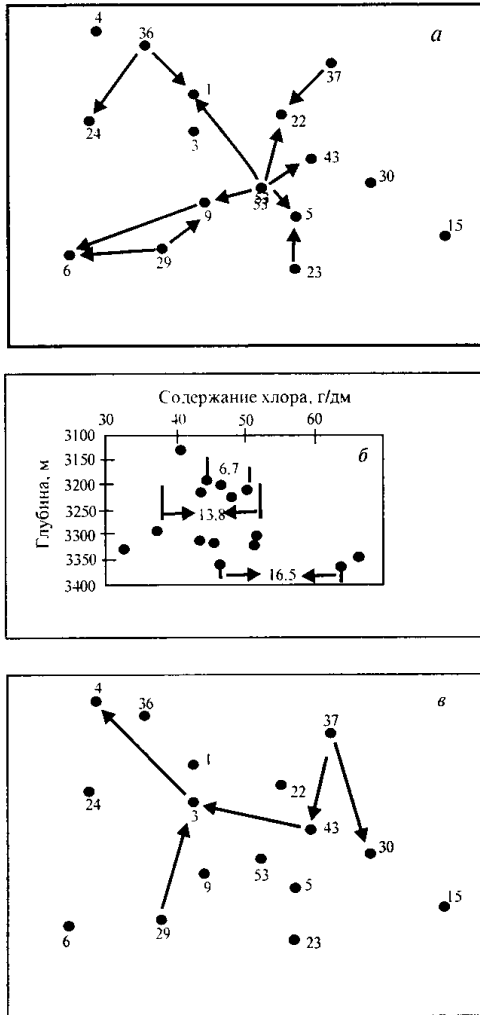


Рис. 9.20. Площадь Озек-Суат.

Нижнемеловые отложения: а – латеральные градиенты содержания хлора, б – изменение содержания хлора по глубине, в – направления латеральных градиентов приведенных давлений

можно только при надежных условиях изоляции, т.е. и при пластово-блоковом строении отдельных частей разреза осадочного чехла (нефтегазоносных горизонтов).

Таблица 9.7

Аномальные и повышенные пластовые давления флюидов Восточно-Предкавказского НГБ

| № скв. | Возраст | Середина интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Коэффициент аномальности |
|--------------------------|----------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Ахловская | | | | |
| 813 | K ₂ | 3255 | 36,2 | 1,11 |
| 905 | K ₂ | 3056 | 32,8 | 1,07 |
| 799 | K ₂ | 3092 | 47,5 | 1,54 |
| 801 | K ₂ | 3209 | 46,8 | 1,46 |
| Брагунская | | | | |
| 35 | K ₂ | 4600 | 72 | 1,68 |
| 39 | K ₂ | 3000 | 56 | 1,87 |
| 40 | K ₂ | 4150 | 62,9 | 1,52 |
| 43 | K ₂ | 4450 | 56,1 | 1,26 |
| 46 | K ₂ | 4000 | 61 | 1,53 |
| 48 | K ₂ | 2317 | 34,4 | 1,48 |
| 49 | K ₂ | 4450 | 56,4 | 1,27 |
| 52 | K ₂ | 4200 | 61,7 | 1,47 |
| 178 | K ₂ | 4450 | 69,4 | 1,56 |
| Восточная | | | | |
| 1 | J ₂ | 3227 | 35,3 | 1,09 |
| 2 | J ₂ | 3380 | 36,4 | 1,08 |
| 3 | J ₂ | 3379 | 36,1 | 1,07 |
| 4 | J ₂ | 3243 | 34,9 | 1,08 |
| 7 | J ₂ | 3411 | 36,7 | 1,08 |
| Веселовская | | | | |
| 17 | K ₁ | 1091 | 24,2 | 2,22 |
| Граничная | | | | |
| 5 | K ₁ | 3578 | 34,4 | 0,96 |
| 2 | K ₁ | 3564 | 37,7 | 1,06 |
| Ястребиное | | | | |
| 97 | K ₂ | 4027 | 63,1 | 1,56 |
| 98 | K ₂ | 4067 | 58 | 1,43 |
| 99 | K ₂ | 3791 | 46,9 | 1,24 |
| 100 | K ₂ | 4349 | 57,7 | 1,33 |
| 102 | K ₂ | 2919 | 45,2 | 1,55 |
| 103 | K ₂ | 4066 | 43,6 | 1,07 |
| 104 | K ₂ | 3940 | 43 | 1,09 |
| 105 | K ₂ | 4140 | 66 | 1,59 |
| 107 | K ₂ | 4240 | 42,4 | 1 |
| 111 | K ₂ | 4179 | 41,1 | 1 |
| 109 | K ₂ | 4489 | 66,6 | 1,48 |
| Карабулак-Ачалуки | | | | |
| 18-А | K ₁ | 2390 | 34,9 | 1,46 |
| 26-А | K ₁ | 2163 | 31,6 | 1,46 |
| 37-А | K ₁ | 2310 | 34 | 1,47 |
| 45-А | K ₁ | 2498 | 34,3 | 1,37 |

таблица 9.7 (продолжение)

| № скв. | Возраст | Середина интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Коэффициент аномальности |
|-------------------|----------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Карабулак-Ачалуки | | | | |
| 39-А | K ₁ | 2400 | 33,2 | 1,38 |
| 83 | K ₁ | 2480 | 32,7 | 1,32 |
| 100 | K ₁ | 2500 | 33,1 | 1,32 |
| 23-А | K ₁ | 2306 | 33,1 | 1,44 |
| 42 | K ₁ | 2500 | 33,4 | 1,34 |
| 82 | K ₁ | 2600 | 34,2 | 1,32 |
| 81 | K ₁ | 2450 | 31,9 | 1,3 |
| 41 | K ₁ | 2300 | 31,7 | 1,38 |
| 106 | K ₁ | 2400 | 32,8 | 1,37 |
| 90 | K ₁ | 2550 | 35,1 | 1,38 |
| 16-К | K ₁ | 2800 | 37 | 1,32 |
| 73 | K ₁ | 2900 | 35,9 | 1,24 |
| 108 | K ₁ | 2861 | 37 | 1,29 |
| 117 | K ₁ | 3040 | 38,7 | 1,27 |
| 112 | K ₁ | 2725 | 35,3 | 1,3 |
| Гудермеская | | | | |
| 183 | K ₂ | 4874 | 71 | 1,46 |
| 184 | K ₂ | 5378 | 66,1 | 1,23 |
| 188 | K ₂ | 5161 | 56,8 | 1,1 |
| 181 | K ₂ | 5015 | 69,6 | 1,4 |
| 190 | K ₂ | 5391 | 75 | 1,39 |
| 197 | K ₂ | 5257 | 56 | 1,07 |
| 203 | K ₂ | 5259 | 62,3 | 1,18 |
| Гороховская | | | | |
| 4 | J | 3180 | 33,5 | 1,05 |
| 2 | J | 3330 | 35,3 | 1,06 |
| 8 | K ₁ | 2599 | 26,8 | 1,03 |
| 4 | K ₁ | 3011 | 31,2 | 1,03 |
| 5 | K ₁ | 3096 | 31,7 | 1,02 |
| 4 | K ₂ | 2573 | 25 | 0,97 |
| 6 | K ₂ | 2620 | 26,1 | 1,0 |
| Журавская | | | | |
| 13 | K ₁ | 3294 | 37,2 | 1,13 |
| Заманкульская | | | | |
| 46 | J ₃ | 3950 | 46,1 | 1,17 |
| 58 | J ₃ | 4000 | 47 | 1,18 |
| 60 | J ₃ | 2300 | 33,4 | 1,45 |
| 61 | J ₃ | 3940 | 44,9 | 1,14 |
| 66 | K ₁ | 3763 | 32,2 | 0,86 |
| 61 | K ₁ | 3775 | 33 | 0,87 |
| 64 | K ₁ | 3777 | 31 | 0,82 |
| 60 | K ₁ | 3729 | 32,3 | 0,87 |
| 21 | K ₂ | 2140 | 33,4 | 1,56 |

таблица 9.7 (окончание)

| № скв. | Возраст | Середина интервала опробования, м | Пластовое давление, МПа | Коэффициент аномальности |
|-----------------------|----------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Заманкульская | | | | |
| 32 | K ₂ | 2030 | 31,4 | 1,55 |
| 18 | K ₂ | 2150 | 33,5 | 1,56 |
| 20 | K ₂ | 2150 | 33,7 | 1,57 |
| 23 | K ₂ | 2180 | 33,2 | 1,52 |
| 26 | K ₂ | 1945 | 30,6 | 1,57 |
| 41 | K ₂ | 2200 | 29,4 | 1,34 |
| 37 | K ₂ | 2111 | 33 | 1,56 |
| 44 | K ₂ | 2150 | 31,3 | 1,46 |
| Курская | | | | |
| 1 | K ₁ | 3815 | 48,6 | 1,27 |
| 2 | K ₁ | 3585 | 50,8 | 1,42 |
| 5 | K ₁ | 3530 | 43,8 | 1,24 |
| 1 | K ₂ | 3420 | 47,6 | 1,39 |
| Левокумская | | | | |
| 50 | K ₁ | 3252 | 35,2 | 1,08 |
| Малгобек-Вознесенская | | | | |
| 802 | K ₁ | 2000 | 34,1 | 1,71 |
| 842 | K ₁ | 2500 | 37,5 | 1,5 |
| 840 | K ₁ | 3245 | 42,5 | 1,31 |
| 841 | K ₁ | 3600 | 46,9 | 1,3 |
| 819 | K ₁ | 3500 | 51,1 | 1,46 |
| 846 | K ₁ | 2000 | 31,4 | 1,57 |
| 817 | K ₁ | 2000 | 34,5 | 1,73 |
| 863 | K ₁ | 3250 | 47 | 1,45 |
| 824 | K ₁ | 3449 | 47,3 | 1,37 |
| 817 | K ₁ | 3536 | 50,2 | 1,42 |
| 825 | K ₁ | 3554 | 46,3 | 1,3 |
| 856 | K ₁ | 3308 | 45,5 | 1,38 |
| 862 | K ₁ | 3358 | 45,8 | 1,36 |
| 130 | K ₁ | 3161 | 39,8 | 1,26 |

9.8. Региональные особенности флюидодинамики Восточно-Предкавказского НГБ

С целью изучения региональных особенностей формирования глубоких флюидов построены пьезометрические карты в масштабе 1:500000. При их построении имеющаяся информация обрабатывалась в соответствии с методикой, изложенной в главе 2, т.е. вначале анализировалась гидродинамическая ситуация на хорошо изученных структурах с после-

дующим региональным обобщением. При этом особое внимание уделялось достоверности исходной информации.

Как отмечалось выше (см. гл. 2), нами избран путь построения региональных пьезометрических карт от частного к общему, т.е. от изучения гидродинамических особенностей на отдельных структурах до последующего их обобщения. Следует отметить, что карты по отдельным структурам строились в масштабах 1:10000 и 1:25000, а при переводе их в масштаб 1:500000 и менее все гидродинамические особенности локальных структур отразить оказалось невозможным. По этой причине на пьезометрических картах Восточного Предкавказья, а также Бухаро-Каршинского НГБ отражены лишь основные (региональные) особенности распределения приведенных напоров (давлений). Значения приведенных уровней по отдельным структурам осреднялись. По этой причине карты имеют мало общего с картами, построенными ранее, и отражают лишь принципиально возможные направления движения глубоких флюидов.

Положенный в основу фактический материал частично приведен в таблице 9.1. Территория Восточного Предкавказья неравномерно изучена по площади и разрезу с точки зрения гидрогеодинамического опробования.

Наиболее изучена Арзгиро-Прикумская зона поднятий, где изучаемые нефтегазоносные комплексы залегают на относительно небольших глубинах и на протяжении многих лет разбуриваются в связи с разведкой и разработкой месторождений углеводородов. Достаточно изучен Минераловодский выступ, где проводились и проводятся гидродинамические исследования на месторождениях минеральных вод. Терско-Сунженская нефтегазоносная область наиболее детально освещена гидродинамическими исследованиями лишь по меловым нефтегазоносным комплексам. Всего в пределах бассейна изучено более 100 структур, на каждой из которых пробурено от одной до 30–40 скважин.

Остальные территории бассейна (Ставропольский свод, вал Карпинского и другие) изучены недостаточно по различным причинам: очень глубокое залегание нефтегазоносных комплексов мезозойских отложений (Терско-Каспийский прогиб), невысокая продуктивность горизонтов меловых и юрских отложений с точки зрения нефтегазоносности.

В процессе сбора, анализа и обобщения материалов было установлено, что не все структуры освещены достаточным количеством достоверной информации по замерам пластовых давлений (многие данные по пластовым давлениям пришлось отбраковать как недостаточно досто-

верные). Наиболее достоверные данные по структурам располагаются лишь в Прикумской и Терско-Сунженской зонах поднятий, которые являлись предметом изучения, результаты которого приведены в настоящем разделе. На остальной территории по площадям (структурам, месторождениям) имелись лишь единичные замеры пластовых давлений и плотности флюида, что исключало возможность установления зависимости $\rho(z)$ и тем самым не представлялась возможность оценить погрешность приведения для какой-либо конкретной структуры. В этих случаях для приведения пластовых давлений использовалась зависимость $\rho(z)$, установленная для каждой крупной тектонической структуры в целом (Ставропольский свод, вал Карпинского). Таким образом, в региональном плане фактический материал, использовавшийся для построения пьезометрических карт, далеко не равноценен.

Пьезометрические карты для отдельных структур в масштабе 1:50000 в качестве примера показаны на рисунках 9.9, 9.13, 9.14, 9.17, 9.19, 9.20.

Для Восточно-Предкавказского НГБ построены региональные гидродинамические схемы масштаба 1:500000 по верхнемеловому (рис.9.21), нижнемеловому (рис.9.22) и юрскому (рис.9.23) нефтегазоносным комплексам. На них вынесены единичные или средние значения приведенного пьезометрического уровня по отдельным площадям (месторождениям). Особенности флюидодинамики описываются ниже отдельно по нефтегазоносным комплексам.

Верхнемеловой нефтегазоносный комплекс наиболее изучен только в пределах Терско-Сунженской области зоны поднятий. Эта область характеризуется АВПД (см. табл.9.7) для всех нефтегазоносных комплексов мезозоя. При этом для верхнемелового нефтегазоносного комплекса фиксируются самые высокие замеренные и приведенные пластовые давления по сравнению с нижележащими. Коэффициент аномальности в ряде случаев более 2. Перепады пластовых давлений как в пределах структур, так и между ними свидетельствуют о пластово-блоковом строении этой области. На региональной схеме распределения пьезометрических уровней специально вынесены несколько значений приведенного уровня для каждого блока структуры отдельно. Перепады значений приведенного уровня в пределах всей территории Терско-Сунженской области достигают 2300 м (23 МПа).

Для Арзгиро-Прикумской зоны поднятий имеющийся материал менее представительен, чем по нижележащим нефтегазоносным комплексам и по сравнению с Терско-Сунженской областью. Здесь детальные гид-

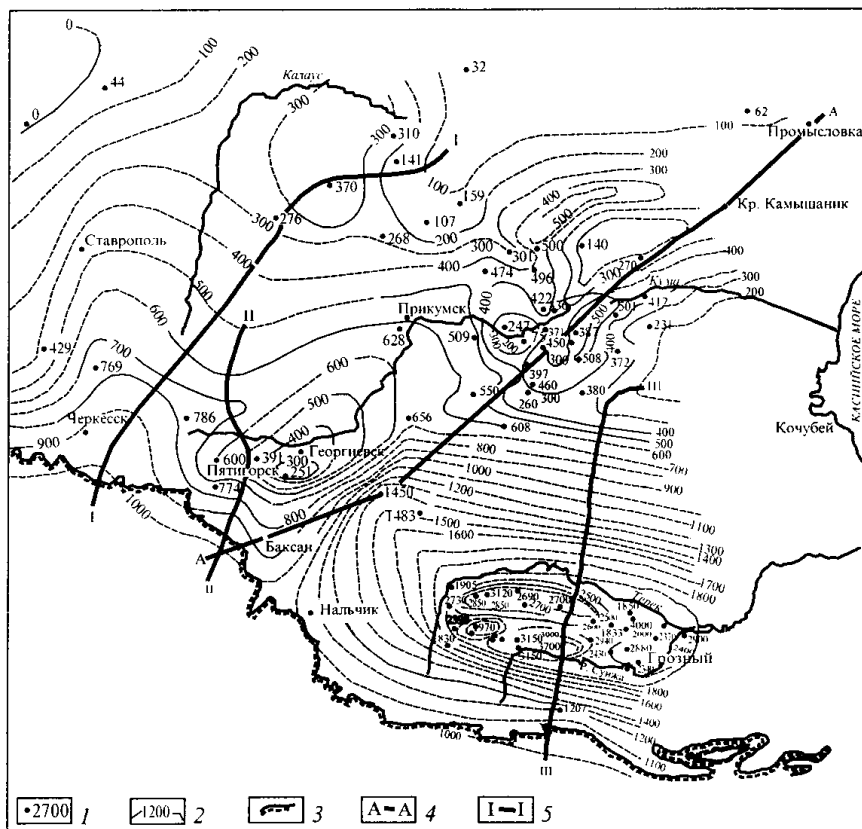


Рис. 9.21. Схема пьезометрической поверхности подземных вод верхнемеловых отложений, Восточное Предкавказье

1 – средняя по площади абсолютная отметка приведенного уровня; 2 – изолинии приведенного уровня; 3 – границы выхода мезозойских отложений на поверхность; 4 – линия разреза; 5 – линия тока (направление движения) подземных вод

рогеодинамические карты можно построить только для отдельных структур. Перепады значений уровня на них следующие: Ачикулакская – 400 м; Прасковейская – 500 м; Подсолнечная – 200 м. По остальным площадям имеются лишь единичные данные по замерам пластовых давлений.

По Минераловодскому выступу использовались замеры пластовых давлений без их приведения в связи с малой минерализацией. Для остальной территории использовался разнородный материал, опубликованный и рукописный.

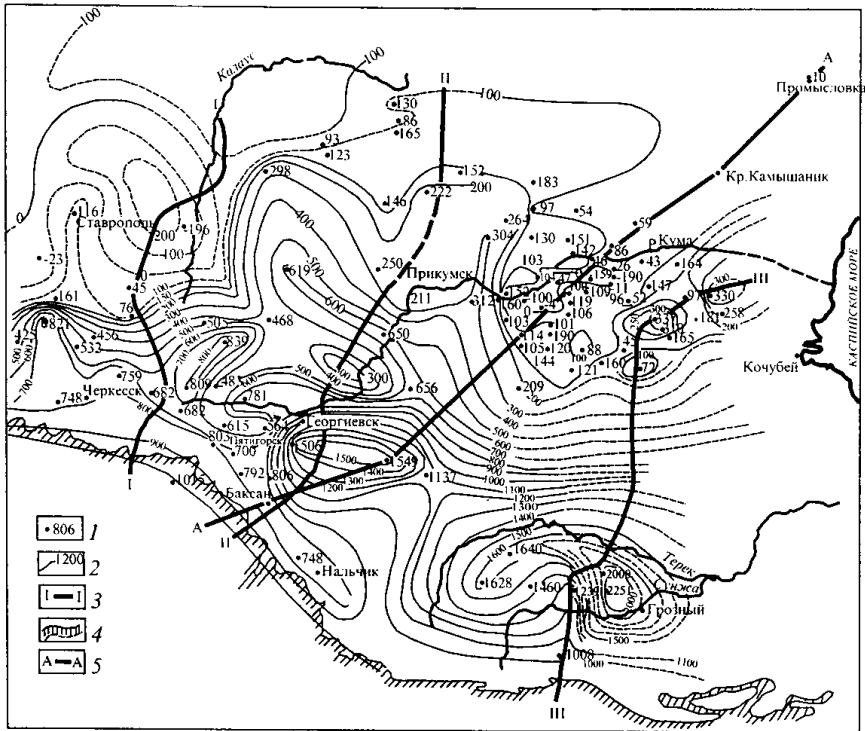


Рис. 9.22. Схема пьезометрической поверхности подземных вод нижнемеловых отложений
 1 – скважина и значение приведенного уровня (абс. отн.), м; 2 – изолинии приведенного уровня подземных вод; 3 – линия тока (направление движения) подземных вод; 4 – границы выхода отложений на поверхность; 5 – линия разреза

В региональном плане, как и для описанных выше нефтегазоносных комплексов, сохраняется общая тенденция к снижению пьезометрической поверхности от области выхода отложений на поверхность (Кавказ) на север и северо-восток. Из-за невысокой достоверности и полноты фактического материала не выявлено четко выраженное блоковое строение в пределах крупных структурных элементов (или оно, возможно, отсутствует). Однако и здесь пьезометрическая поверхность характеризуется замкнутостью контуров, наличием экстремальных значений и больших перепадов приведенных значений уровней в пределах Терско-Сунженской и Арзгиро-Прикумской зон поднятий. Аномально высокие значения

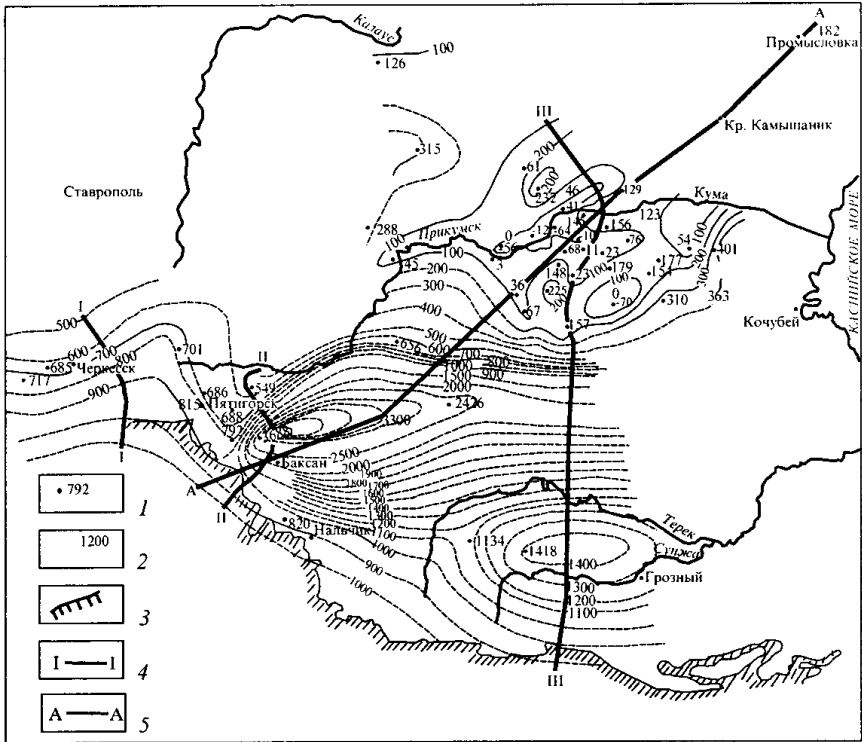


Рис. 9.23. Схема пьезометрической поверхности подземных вод юрского водоносного комплекса, Восточное Предкавказье

1 – скважина и значение приведенного уровня (абс. отм.), м; 2 – изолинии приведенного уровня подземных вод; 3 – линия тока (направление движения) подземных вод; 4 – границы выхода отложений на поверхность; 5 – линия разреза

приведенного уровня характерны также для платформенного склона Терско-Каспийского прогиба: Советская площадь – 1450 м; Курская площадь – 1483 м.

Флюидодинамические особенности Восточно-Предкавказского НГБ будут освещены неполно, если не рассмотрим закономерности изменений пластовых давлений в разрезе осадочного чехла. Гидродинамическая ситуация в разрезе охарактеризована на основании ряда гидродинамических профилей, построенных по наиболее изученным районам (см. рис.9.10).

По линии разреза (пересекающего Терско-Каспийскую впадину и Арзгиро-Прикумскую зону поднятий и далее Восточно-Манычскую впадину и частично заходящего на вал Карпинского) на расстоянии примерно 20 км от хребтов Большого Кавказа соотношение пьезометрических уровней между нефтегазоносными комплексами аналогично соотношению, характерному для областей питания подземных флюидов: перетекание сверху вниз (по направлению вертикального градиента). Затем при резком погружении нефтегазоносных комплексов соотношение уровней меняется на обратное: значительно выше уровни в юрском нефтегазоносном комплексе, которые уменьшаются вверх по разрезу. Такое соотношение уровней характерно для областей разгрузки подземных флюидов (зона замедленного водообмена).

В зонах с АВПД их распределение в разрезе достаточно хаотично. На границе с Арзгиро-Прикумской зоной поднятий соотношение пьезометрических уровней меняется. В юрском нефтегазоносном комплексе значения уровней меняются от 3600 до 100 м и менее.

На всей площади Прикумской зоны поднятий пьезометрические уровни в верхнемеловом нефтегазоносном комплексе выше, чем в нижнемеловом и юрском комплексах. Соотношение уровней между последними постоянно меняется на всей территории Прикумской зоны. В долине р.Кумы пьезометрические уровни по этим комплексам имеют аномально низкие значения, что связано, вероятно, с дренированием (палеодренированием) глубоких флюидов рекой. Однако верхнемеловой комплекс не испытывает таких изменений в пьезометрической поверхности, что не укладывается в общую схему дренирования. Вероятно, дренирование осуществляется (осуществлялось) по межблоковым пространствам в верхнемеловом комплексе.

В пределах Восточно-Манычской впадины и вала Карпинского соотношение уровней следующее: самые высокие значения пьезометрических уровней в верхнемеловых отложениях, они снижаются в юрских отложениях, а наименьшие значения характерны для нижнемелового нефтегазоносного комплекса.

Такая картина, несомненно, свидетельствует о гидродинамической изоляции отдельных частей разреза. Лишь в районе месторождения Промысловое соотношение пьезометрических уровней снова меняется: уровни направлены сверху вниз. Необходимо напомнить, что для Восточно-Манычской впадины и вала Карпинского имеется небольшое количество данных по замерам пластовых давлений. Поэтому описанные

выше особенности в соотношении пьезометрических уровней в разрезе в определенной мере схематичны.

По наиболее изученным во флюидодинамическом отношении районам Прикумской и Терско-Сунженской зон поднятий флюидодинамические профили представлены на рисунках 9.1, 9.9. Соотношение пьезометрических уровней по нижне- и верхнемеловому нефтегазоносным комплексам на структурах Заманкул и Малгобек-Вознесенское, расположенных на расстоянии 11 км друг от друга, в разных блоках достигает 700–1000 м, а для одного водоносного комплекса – 400–500 м (см. рис.9.1). Характерно, что наибольшие значения пьезометрических уровней наблюдаются в верхнемеловом комплексе. Эти факты подтверждает ранее высказанное положение об изолированности отдельных частей разреза и о пластово-блоковом строении глубоких горизонтов.

На территории Прикумского нефтегазоносного района схематический гидродинамический профиль проведен через месторождения, по которым имеется наибольшее количество информации (Русский Хутор Южный и Северный, Култойская, Надеждинская площади). На профиль выносились значения пластовых давлений, замеренных в интервалах глубин по конкретным скважинам. Анализ распределения пластовых давлений показывает, что на фоне закономерного повышения пластовых давлений с глубиной на ряде месторождений выявились аномальные значения на разных уровнях разреза. Особенно мозаичная картина распределения пластовых давлений наблюдается на месторождениях, прилегающих к долине р.Кумы (Русский Хутор Северный и Надеждинское). Здесь наблюдаются резкие перепады давлений по площади и разрезу, а также между отдельными скважинами.

На месторождении Надеждинское в одном и том же интервале в рядом расположенных (0,5 км) скважинах значения давлений меняются на 3,4 МПа; а в скважинах 229 и 6, расположенных на расстоянии 1,6 км, – 2,54 МПа. На месторождении Русский Хутор Северный на фоне общей картины снижения пластовых давлений снизу вверх четко выделяются две гидродинамические аномалии: положительная и отрицательная.

Нижнемеловой нефтегазоносный комплекс распространен на всей территории бассейна (см. рис.9.22) и является наиболее изученным во флюидодинамическом отношении.

В отличие от юрского по нижнемеловому комплексу объем фактического материала позволил построить пьезометрические карты для всех структур Арзгиро-Прикумской и Терско-Кумской зонам поднятий. Для

остальной территории бассейна единичные замеры пластовых давлений заимствованы нами из более ранних работ [81 и др.].

Абсолютные отметки уровней в области выходов отложений на поверхность составляют около 1000 м, на Минераловодском выступе – 500–800 м. На Ставропольском поднятии наблюдается резкое снижение уровней до -100 м.

Терско-Сунженская область характеризуется аномальными значениями уровней (1500–2200 м), более высокими, чем в юрском комплексе. По некоторым структурам для нижнемелового нефтегазоносного комплекса перепады уровня достигают: на Малгобек-Вознесенской – 700 м; на Карабулак-Ачалукской – 600 м; на Заманкульской – 400 м. Это свидетельствует об отсутствии или весьма затрудненной взаимосвязи не только между отдельными структурами, расположенными на относительно небольшой площади, но и внутри структур.

Платформенный склон Терско-Каспийского прогиба, наоборот, характеризуется аномальными значениями уровней (до 1500 м), более низкими, чем в юрском нефтегазоносном комплексе.

Чернолесский прогиб располагается между зоной с аномально пониженными (Ставропольский свод) и аномально повышенными (Терско-Каспийский прогиб) значениями пьезометрических уровней. Для него характерны абсолютные отметки уровней 300–600 м.

Арзгиро-Прикумская зона поднятий характеризуется резкими колебаниями абсолютных значений уровней: от -100 м (Куртинская площадь) до +337 м (Южно-Сухокумская площадь).

Отрицательные отметки уровня отмечены на площадях: Подсолнечная, Нефтекумская, Острогорская, Ковыльная, Безводная, расположенных вдоль долины р.Кумы. Но зона пониженных значений уровня смещена (по сравнению с юрским нефтегазоносным комплексом) к левому борту долины.

В восточном направлении колебания значений уровня на относительно близких расстояниях наиболее контрастны. Например, на Восточно-Сухокумской площади абсолютная отметка уровня 97 м, а на расположенной в 15 км Степной площади – 330 м, на Перекрестной площади – 310 м, а на Майской – 165 м при расстоянии между ними около 7 км.

Как отмечалось выше, перепады пьезометрических уровней внутри отдельных площадей достигают: Владимировской – 200 м, Подсолнечной – 500 м, Ачикулакской – 300 м. Для каждой структуры получена индивидуальная картина распределения приведенных уровней и гра-

диентов, что свидетельствует об изолированности этих структур в флюидодинамическом отношении.

Юрский нефтегазоносный комплекс включает все три отдела, неравномерно распространенных по площади. По этой причине и из-за недостаточной изученности отделы комплекса рассматриваются совместно (см. рис. 9.23).

Нефтегазоносный комплекс во флюидодинамическом отношении наиболее полно изучен в пределах Арзгиро-Прикумской зоны поднятий. Здесь по структурам Андрей-Курганской, Бажиганской, Величаевской, Сухокумкой, Гороховской, Зимнеставкинской, Западно-Голубинской, Колодезной, Кутайской и другим имеется лишь по 1–3 замерам пластовых давлений. И только по некоторым структурам (Восточная, Камышовая, Майская, Сухокумская и Южно-Сухокумская) достаточное количество достоверного материала позволило построить пьезометрические карты конкретно для указанных месторождений в масштабе 1:100000.

Терско-Каспийский краевой прогиб практически не освещен фактическим материалом, что связано с глубоким залеганием нефтегазоносного комплекса. На Терско-Сунженской зоне поднятий имеются единичные замеры пластовых давлений (Заманкульская, Карабулак-Ачалукская). В пределах Минераловодского выступа использовались непосредственные замеры уровней в абсолютных значениях в связи с малой их минерализацией (плотностью) в этом районе.

По остальной территории пластовые давления приводились по методике, изложенной в главе 2. Таким образом, при построении карты пьезометрической поверхности юрского нефтегазоносного комплекса использовался неравнозначный, неравноценный и неравномерно распределенный по площади материал.

В области выхода юрского нефтегазоносного комплекса отметки пьезометрического уровня достигают 900–1000 м. Здесь известны источники как пресных, так и минерализованных вод. На Минераловодском выступе отметки уровней снижаются до 700–800 м.

Наиболее погруженные части комплекса характеризуются аномально высокими значениями приведенного уровня. Эти значения достигают 2400–3700 м на платформенном склоне Терско-Каспийского прогиба – структуры Курская, Советская, Марьинская.

В Терско-Сунженской зоне аномальные значения понижаются, но и здесь пьезометрические уровни выше, чем в областях, примыкающих к региональным областям питания, и составляют 1100–1400 м.

Прикумский нефтегазоносный район характеризуется резко отличной флюидодинамической обстановкой. Здесь абсолютные значения уровней не превышают в основном 100 м. На некоторых структурах (Урожайненская, Подсолнечная, Правобережная, Полевая и Озек-Суатская) пьезометрический уровень находится ниже уровня моря (-12м, -64 м). Эти структуры располагаются вдоль долины р. Кума, которая, вероятно, дренирует (дренировала) подземные флюиды глубоких горизонтов. По мере удаления от речной долины пьезометрические уровни подземных флюидов повышаются до 300 м (Георгиевская структура) и даже 400 м (Степная площадь). В пределах Арзгиро-Прикумской зоны поднятий значения приведенных пьезометрических уровней меняются в значительных пределах на коротких расстояниях: на Восточно-Сухокумской – 54 м; на расположенной в 12 км Степной – 401 м; на Култайской площади – 23 м; на Русском Хуторе Северном, расположенном в 9 км – 179 м. Эти примеры не единичны. Такие колебания уровня отражаются на пьезометрической поверхности (см. рис.9.23).

В целом по бассейну для пьезометрической поверхности юрского нефтегазоносного комплекса наблюдается тенденция ее снижения (если не принимать в расчет экстремальные значения) в направлении от выходов отложений на поверхность к валу Карпинского. Экстремальные значения пьезометрического уровня имеют различный знак (больше или меньше фонового распределения уровней). Причем последние характерны не только для отдельных участков, но и для крупных структурных элементов (блоков): Терско-Сунженская область – аномальные значения уровней, платформенный склон Терско-Каспийского прогиба – область с наибольшими коэффициентами аномальности, а на примыкающей к ней Арзгиро-Прикумской зоне – пониженные значения уровней.

Такой разброс в приведенных уровнях, замеренных в разных тектонических блоках, свидетельствует об их гидродинамической изоляции и о пластово-блоковом строении глубоких частей разреза. Подчеркнем, что этот разброс подтверждается и непосредственными замерами пластовых давлений на одной плоскости, что исключает погрешности, связанные с приведением пластовых давлений.

Таким образом, как и на локальных структурах, в региональном плане проявляется существенная неоднородность поля пластовых давлений. Несмотря на то, что в региональном плане выражается тенденция к снижению пьезометрической поверхности от выхода отложений на дневную поверхность (предполагаемая региональная область питания) к Ставро-

польскому своду и валу Карпинского, существует целый ряд структур с экстремальными значениями уровня, что исключает возможность региональных потоков. Для территорий с аномально высокими значениями уровней характерно глубокое залегание водовмещающих пород, а с низкими – возможное дренирование глубоких флюидов вдоль долины р. Кума.

Основные выводы

Таким образом, анализ распределения пластовых давлений Восточно-Предкавказского НГБ в плане и разрезе показывает: 1. Резкие изменения пластовых давлений на коротких расстояниях как в плане, так и в разрезе осадочного чехла. 2. Наиболее резкие изменения пластовых давлений связаны с тектонически активными районами, особенно с современными тектоническими и сейсмическими движениями (Терско-Сунженская область). 3. В целом мезозойские отложения бассейна представляют собой систему частично или полностью флюидодинамически изолированных блоков, размеры которых меняются от нескольких сотен метров до первых и первых десятков километров и контролируются, вероятно, современными тектоническими подвижками. 4. Пластово-блоковое строение исключает возможность региональных потоков глубоких флюидов. 5. Для изучения процессов формирования флюидодинамически изолированных блоков, особенно в вертикальном разрезе, необходимо детально изучать фильтрационные свойства пород, в пределах которых формируются различно ориентированные непроницаемые (или слабопроницаемые) границы. Их существование подтверждается единичными примерами (см. гл. 6). 6. Наблюдается также неоднородность гидрохимического поля с проявлением разнонаправленных градиентов. 7. Большинство аномалий не может быть объяснено без комплексного анализа, который должен включать анализ информации по гидрохимии, газовому составу, температуре, минералогии (вторичное минералообразование), палинологии, геохимии, что является задачей будущих исследований.

Глава 10

ФЛЮИДОДИНАМИКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ БУХАРО-КАРШИНСКОГО НГБ

10.1. Стратиграфия

Бухаро-Каршинский НГБ второго порядка входит в состав сложного Амударьинского (Каракумского) бассейна. В его геологическом строении принимают участие отложения палеозойского фундамента и мезо-кайнозойского осадочного чехла. Некоторые представления о геологическом строении и тектонике можно получить из рисунка 10.1.

Фундамент представлен метаморфизованными породами различного возраста и литологического состава: граниты амфиболиты, сланцы, кварциты и др. Образования фундамента сильно дислоцированы и перемяты в складки.

На породах фундамента с резким несогласием залегают осадочные отложения различного генезиса. Породы осадочного чехла представлены, в основном, юрскими, меловыми, палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями. Общая мощность осадочных отложений меняется от первых сотен метров в предгорных районах до 3000–4000 м во внутренних, наиболее погруженных частях бассейна.

Мезозойская группа – МZ

Юрская система – J

Юрские отложения на дневную поверхность практически не выходят. Естественные их выходы наблюдаются лишь в горных обрамлениях бассейна. Эти отложения вскрываются почти всеми разведочными скважи-

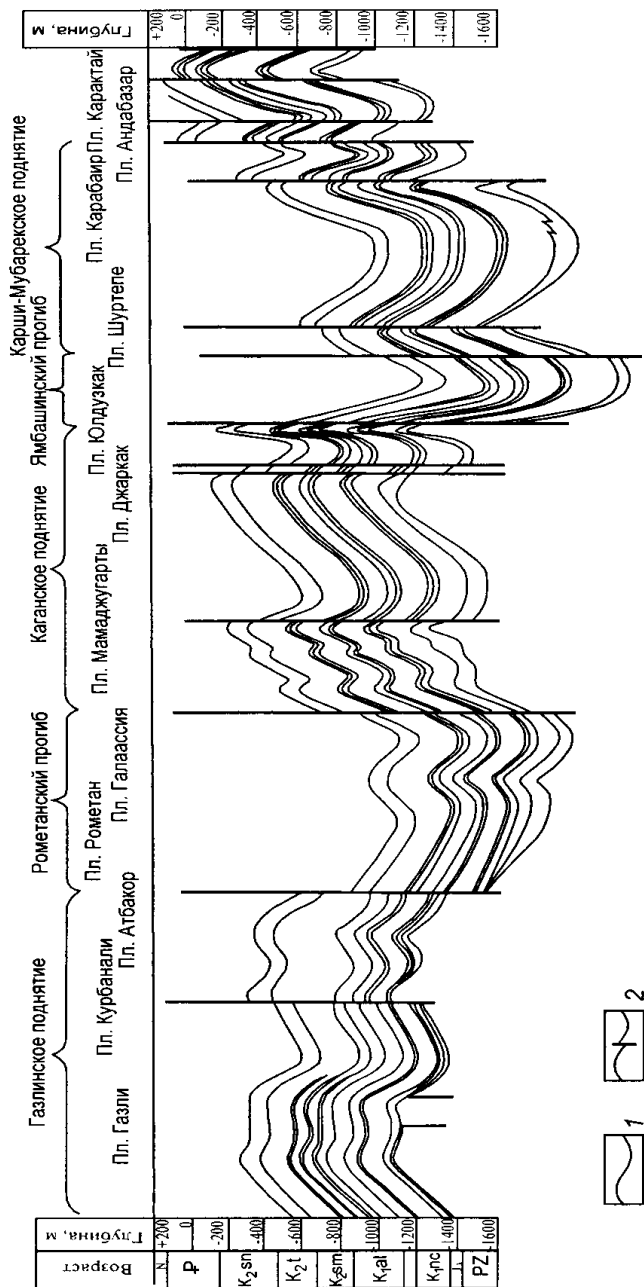


Рис. 10.1. Геологический разрез Бухарской ступени (с упрощениями, по материалам С.А.Корсакова и Е.В.Иванова)
 1 – стратиграфические границы; 2 – тектонические нарушения

нами. Они отсутствуют лишь в сводовых частях Газлинского и Курбаноллийского поднятий. Максимальная их мощность достигает 1850 м (Кугитангтау). Средняя их мощность в пределах Бухарской ступени составляет 160–310 м (Сеталан-Тепе, Джаркак, Караул-Базар и другие).

В нижней своей части юрские отложения представлены в основном терригенными породами: чередованием континентальных песчано-глинистых пород. В пределах бассейна нижняя терригенная часть юрских отложений во всех районах сохраняет свой облик. Литологический состав выдержан по разрезу и площади, меняются только мощности.

В верхней части юрские отложения представлены морскими фациями. Они подразделяются на карбонатные (келловей–оксфорд) – нижняя часть разреза, и соляно-гипсовые (киммеридж–титон) – верхняя часть разреза.

Мощность карбонатных отложений достигает 350 м и более, соляно-гипсовых – 700 м и более.

Меловая система – К

Меловые отложения имеют повсеместное распространение. Разведочными скважинами вскрываются породы как нижнего, так и верхнего отделов. Меловые отложения представлены породами морского, лагунного и континентального генезиса.

Нижний отдел – К₁

Нижний отдел представлен отложениями неокома, агта и альба. Неокомские отложения – это глины, песчаники, алевролиты, иногда с прослоями конгломератов. Сокращение мощности наблюдается с юга на север вплоть до полного выклинивания. Мощность меняется от 120 до 650 м (Касанская антиклиналь). Неокомские отложения имеют главным образом континентальное происхождение. Альбские отложения представлены базальными мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями глин, мергелей и известняков. Средняя мощность альбских отложений составляет 50–90 м.

Верхний отдел – К₂

Отдел представлен сеноманскими, туронскими, сенонскими и датскими отложениями.

Сеноманскую толщу слагают мелкозернистые песчаники, в средней части которых выделяется глинистая пачка мощностью 20–30 м. К западу и юго-западу все большее развитие получают глины и ракушняки. В том же направлении возрастает мощность отложений – от 150 м (Джаркак) до 335 м (Фараб).

Туронские отложения представлены глинами с прослойками песчаников, реже известняков, ракушечников и мергелей. Мощность отложений меняется от 150 до 450 м в юго-западном и западном направлениях.

Сенонские отложения разделяются на две части. Нижняя часть сложена обломочными породами, а верхняя – плитчатыми известняками. Мощность меняется от 50 до 400 м и более.

Датские отложения представлены плотными (реже рыхлыми) мелкокристаллическими гипсами. Чаще всего отложения датского яруса из разреза выпадают. Мощность их невелика и меняется от 2 до 20 м.

Кайнозойская группа – KZ

Палеогеновые отложения – P

Палеогеновые отложения в пределах бассейна представлены доломитами, известняками, толщей загипсованных глин с прослоями алевролитов, мергелей и ракушнякав. Мощность отложений меняется от 30 до 270 м.

Неогеновые отложения – N

В пределах территории бассейна отложения неогена представлены красноцветными песчанистыми глинами. Мощность не превышает 50 м.

Четвертичные отложения – Q

Отложения повсюду представлены песками, суглинками, глинами и галечниками. Мощность редко достигает десятков метров.

Основными особенностями геологического строения бассейна являются: направленное увеличение мощности отложений в южном и юго-западном направлениях; появление в этом же направлении новых стратиграфических элементов и более полного разреза мезо-кайнозойских отложений; наличие мощной соляно-ангидритовой толщи (мощностью до 700 м и более) в верхней части юры и преимущественно глинистых пород (мощностью до 200 м и более) в верхней части неокома и нижнего альба, играющих роль относительных флюидоупоров.

10.2. Тектоника

Бухаро-Каршинский НГБ в палеозойское время находился на геосинклинальной стадии развития. В это время накапливались мощные толщи

осадочных и магматических пород. В пермско-триасовую эпоху бассейн переходит в платформенную стадию. Процесс формирования бассейна завершился в альпийскую орогеническую эпоху. В это время палеозойский фундамент разбивается на блоки, а мезозойские отложения собираются в пологие складки. В четвертичное время продолжают неотектонические движения, о чем свидетельствуют современные речные террасы и активные сейсмические явления.

Бухаро-Каршинская область характеризуется ступенчатым погружением фундамента в юго-западном направлении. Под Каганским поднятием фундамент вскрыт на глубине 1250–1350 м, в районе Чарджоу – 3000 м, а в Байрам-Али – 400 м. На территории бассейна выделяются две ступени: Бухарская и Чарджоуская.

Бухарская ступень

Ступень расположена к югу от хребтов Кулджук-Гау – Зирабулак-Зиаэтдинский. Региональные разломы различного порядка служат юго-восточной и юго-западной границами Бухарской ступени. Разломы герцинского возраста имеют северо-западное простирание, альпийского – северо-восточное.

В пределах Бухарской ступени выделяется система сложнопостроенных поднятий и разделяющих их прогибов, вытянутых с северо-запада на юго-восток и отделенных друг от друга разломами различного возраста и глубины заложения.

Разломы в основном имеют герцинский и альпийский возраст. Некоторые прогибы (Рометанский, Ямбашинский и другие) сформировались в неогене.

В Бухарской ступени выделяют Мешеклинское, Янгиказганское, Газлинское, Каганское и Мубарекское поднятия, осложненные в свою очередь структурами и разломами более низкого порядка.

Газлинское поднятие от Янгиказганского отделяется широким (около 30 км) Тузгойским прогибом грабенообразного строения, осложненным серией антиклинальных складок. Янгикаганское поднятие, примыкающее к Газлинскому поднятию, с северо-востока ограничивается Джусантепинским разломом альпийского возраста. В пределах Газлинского блока фундамент разбит локальными нарушениями на серию блоков, многие из которых приподняты и выделяются в современном структурном плане в виде выступов. Существуют локальные антиклинали на Газлинском выступе: Газлинская, Ташкудукская, Каракырская, Атбакорская, Кухнагумбасская и другие. Наибольшее число разрывных нарушений выявлено на

Ташкудукской антиклинали, примыкающей к флексурно-разрывной зоне южной части Газлинского поднятия. К северу от Ташкудука количество и амплитуда нарушений сокращаются. В центральной части поднятия их почти нет, и они вновь появляются с приближением к Предкызылкумскому региональному разлому (Янгикудукская структура).

Рометанский постпалеогеновый прогиб отделяет Каганское поднятие от Газлинского. В фундаменте прогиб выражен блоком, ограниченным Северо- и Южно-Рометанскими региональными разломами, а с юга – Бухарским разломом.

Каганское поднятие ограничено со всех сторон зонами региональных разломов различного возраста. В его пределах выявлено 15 поднятий (Мамаджугаргаты, Акдзар, Шурчи, Сарыташ, Караул-Базар и другие), хорошо выраженных в рельефе. Почти все складки осложнены на крыльях нарушениями с амплитудой от 20–30 до 150–300 м. На юго-востоке Каганское поднятие граничит с Ямбашиным прогибом, который примыкает к наиболее сложностроенному Мубарекскому поднятию.

В пределах Мубарекского поднятия выявлено и исследовано 14 складок, расположенных в трех тектонических зонах.

Для складок Шуртепе и Шурсай характерно наличие разломов в северной присводовой части или на северо-западных крыльях – первая линия нарушений. Северный Мубарек, Шумак, Кызылрават, Майдаджой – имеют четко выраженные более крутые юго-восточные крылья, нередко осложненные разломами – вторая линия нарушений. Третья линия нарушений – Южный Мубарек, Актепе, Карабаир, Байбурак – имеют двухкупольное строение и отличаются сильной тектонической нарушенностью. Блоковое строение проявляется не только в фундаменте, но и в осадочном чехле. Разломы чаще всего представлены сбросами с амплитудой от 20–30 до 100–150 м.

Формирование структур в пределах Мубарекского поднятия закончились в плиоцен-четвертичное время. Значительной перестройке они подверглись к концу эоцена – началу неогена. По данным глубокого структурного бурения выявлена система разломов субширотного и северо-восточного простирания. Тектонические движения в чехле связаны с подвижками в фундаменте, которые продолжают развиваться унаследованно. Часть нарушений затухает в верхних частях разреза. К сводовым частям структур Северный и Южный Мубарек, Шуртепе приурочены грабены скалывания, прослеживающиеся глубже подошвы верхнемеловых отложений.

Чарджоуская ступень

Чарджоуская ступень отделяется от Бухарской Бухарским региональным разломом. В ее пределах выделяются три крупных структурных элемента: Амударьинская зона поднятий, Каракульский и Бешкентский прогибы. В Амударьинское поднятие входят Питпак-Дарганатинское, Кабаклинское, Чарджоуское, Денгизкульское и другие поднятия, каждое из которых осложнено серией сложнопостроенных локальных поднятий, разбитых системой тектонических нарушений.

Бешкентский прогиб расположен в непосредственной близости от Тянь-Шаня, и тектонические движения проявляются здесь более интенсивно, чем в других частях Амударьинской впадины.

Таким образом, осадочный чехол Бухаро-Каршинского НГБ представляет собой систему блоков (подобно льдинам в реке в период ледохода), ограниченных разломами различного возраста, глубины заложения, что само по себе определяет пластово-блоковую структуру флюидодинамического поля в мезо-кайнозойских отложениях. Такое сложное структурно-тектоническое строение осадочного чехла бассейна, несомненно, определяет разнонаправленные градиенты пластовых давлений, меняющиеся на коротких расстояниях. К этому следует добавить повышенную сейсмическую активность, несомненно, влияющую на поле пластовых давлений [21]

10.3. Гидрогеологические условия

В пределах Бухаро-Каршинского НГБ в осадочном чехле выделяют несколько нефтегазоносных горизонтов и комплексов. В этом разделе приводится описание только трех из них, являвшихся предметом изучения: юрского, альб-сеноманского и турон-палеоценового.

Турон-палеоценовый нефтегазоносный комплекс

Комплекс имеет повсеместное распространение. Флюидомещающие породы выходят на поверхность по склонам горноскладчатых сооружений, а также в центральной части бассейна. Скважинами вскрываются солоноватые и соленые, часто самоизливающиеся флюиды с величиной напора до 650 м. Породы представлены песками, песчаниками, известня-

ками и мергелями. Минерализация подземных флюидов меняется от $1,5 \text{ г/дм}^3$ вблизи областей питания до 32 г/дм^3 в направлении падения напоров (давлений). Флюиды, как правило, смешанного катионного состава: гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные. К северо-западу в направлении движения содержание хлоридов возрастает, а гидрокарбонатов уменьшается.

Альб-сеноманский нефтегазоносный комплекс

Распространен очень широко. Он отделяется от нижележащих нефтегазоносных комплексов региональным относительным флюидоупором, представленным глинами нижнеальбского возраста.

Минерализация подземных флюидов комплекса меняется в широких пределах, от 1 до 100 г/дм^3 . В северо-восточной части бассейна распространены гидрокарбонатные, сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые флюиды с минерализацией $1-3 \text{ г/дм}^3$. Полоса развития флюидов этого типа составляет 50–80 км. К западу и юго-западу минерализация возрастает до $50-100 \text{ г/дм}^3$ и флюиды становятся хлоридными натриевыми.

Юрский нефтегазоносный комплекс

Весь разрез юрских отложений, несмотря на различия в литологическом составе флюидовмещающих пород, объединяется в единый нефтегазоносный комплекс, который довольно хорошо изучен в пределах бассейна. Глубина залегания нефтегазоносного комплекса составляет 650–2100 м и более. Подземные флюиды приурочены к терригенным и карбонатно-ангидритовым породам. По составу это хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией $70-340 \text{ г/дм}^3$ и более, часто с высоким содержанием брома. Температура их достигает 100°C и более.

10.4. Оценка влияния периферии НГБ на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов

Роль периферии бассейна, традиционно относящейся к региональным областям питания, и гидродинамическую зональность рассмотрим отдельно для каждого нефтегазоносного комплекса по анализу изменения приведенных пьезометрических уровней и их градиентов вдоль лент тока (см. гл. 2). Более правильным было бы оценить расходы подземных флю-

идов. Однако отсутствие информации по фильтрационным свойствам флюидовмещающих пород исключает возможность такой оценки.

Турон-палеоценовый нефтегазоносный комплекс. Анализ изменения латеральных градиентов и выделение гидродинамических зон для турон-палеоценового нефтегазоносного комплекса осуществлены по двум линиям тока на пьезометрической карте (рис.10.2) и представлены на рисунке 10.3. Графики построены в относительных координатах, начало которых расположено в предгорных районах.

На профиле I-I хорошо выделяются три зоны. В зоне активного водообмена (зона I) происходит колебание градиентов, связанное с влиянием поверхностных факторов: климата, гидрографической сети, наличия внутренних областей питания и разгрузки. Ширина этой зоны составляет всего 30 км. В направлении погружения нефтегазоносного комплекса к внутренним районам бассейна зона активного водообмена сменяется зоной замедленного водообмена (зона II, см. рис.10.3), в пределах которой происходит направленное уменьшение градиентов, а следовательно, ско-

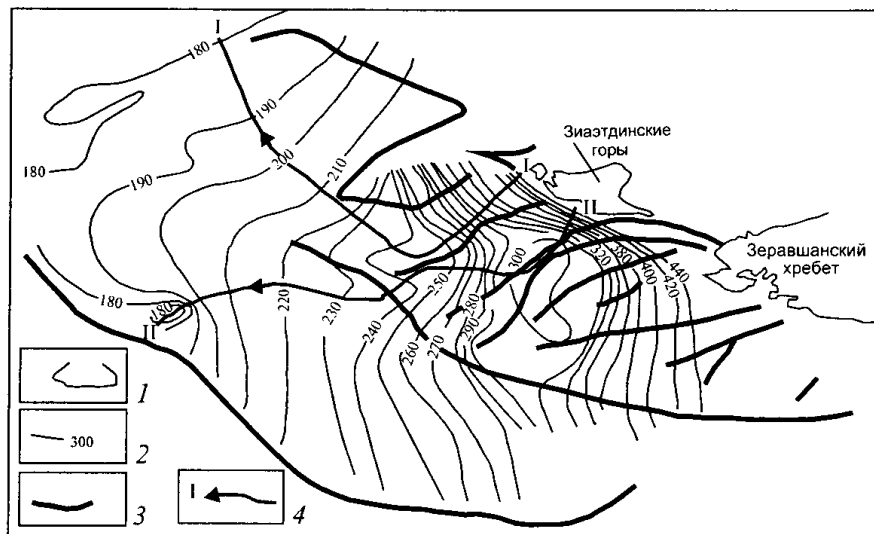


Рис. 10.2. Схема пьезометрической поверхности турон-палеоценового нефтегазоносного комплекса, Бухаро-Каршинский НГБ

1 – границы выхода мезозойских отложений на поверхность; 2 – изометрии приведенного уровня; 3 – разломы; 4 – линии тока

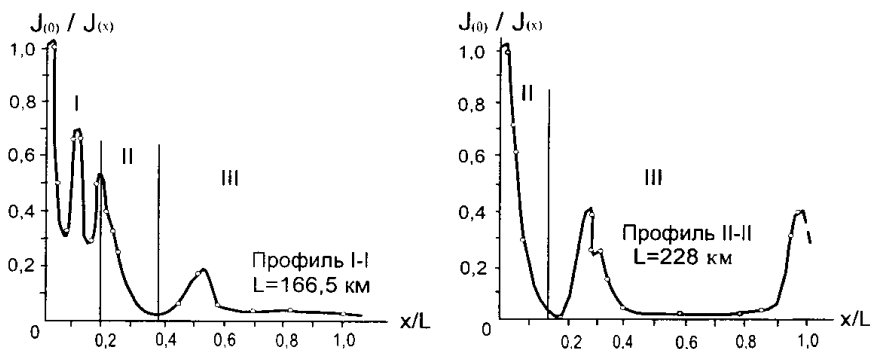


Рис. 10.3. Изменение латеральных градиентов вдоль линий тока подземных вод турон-палеоценового нефтегазоносного горизонта, Бухаро-Каршинский НГБ
Условные обозначения см. на рис. 9.3

ростей и расходов, связанное с восходящей рассредоточенной разгрузкой подземных флюидов через перекрывающие глинистые толщи. Ширина этой зоны не превышает 20 км, т.е. практически полная разгрузка подземных флюидов осуществляется в очень узкой полосе.

Таким образом, зона весьма замедленного водообмена (зона III, см. рис.10.3) начинается на расстоянии около 50 км от региональных областей современного инфильтрационного питания. Подчеркнем, что роль региональных областей питания ограничивается здесь полосой всего в 50 км. По этой причине Зиаэтдинские горы нельзя относить к региональной области инфильтрационного питания и создания напоров (давлений) глубоких флюидов турон-палеоценового нефтегазоносного комплекса.

На профиле II-II (см. рис.10.3) зона активного водообмена выпадает (точнее, не может быть выражена в масштабе исследования). В связи с более резким погружением пород комплекса зона замедленного водообмена практически примыкает к горно-складчатому обрамлению. Ширина этой зоны составляет 30–33 км. На этом расстоянии осуществляется практически полная разгрузка подземных флюидов турон-палеоценового нефтегазоносного комплекса, сформированных в горных и предгорных областях. Во внутренней погруженной части комплекса (зона весьма замедленного водообмена) появляются экстремальные значения градиентов (в точке $x/L = 0,3$ и $1,0$, см. рис.10.3), которые могут быть связаны только с внутренними процессами, происходящими в глубоких горизонтах, в частности, с восходящей локальной разгрузкой по ослабленным зонам раз-

ломов (возможны и другие внутренние процессы). Экстремальные значения градиентов различны, но они меньше, чем в более глубоких нефтегазоносных горизонтах.

Альб-сеноманский нефтегазоносный комплекс. Пьезометрическая поверхность нефтегазоносного комплекса представлена на рисунке 10.4. Изменение латеральных градиентов в направлении линии тока в альб-сеноманском комплексе показано на рисунке 10.5. Для подземных флюидов этого комплекса зона активного водообмена не выражается в масштабе исследования. Зона замедленного водообмена, граница которой проведена по минимальным значениям градиента напора вдоль линии тока ($x/L = 0,3$), распространена в полосе шириной 55 км. В пределах этой зоны осуществляется практически полная восходящая разгрузка за счет перетекания (возможно и по разломам), что и обуславливает резкое снижение горизонтальных градиентов подземных флюидов комплекса на относительно коротком расстоянии.

Зона весьма замедленного водообмена охватывает оставшуюся большую часть площади распространения альб-сеноманского нефтегазоно-

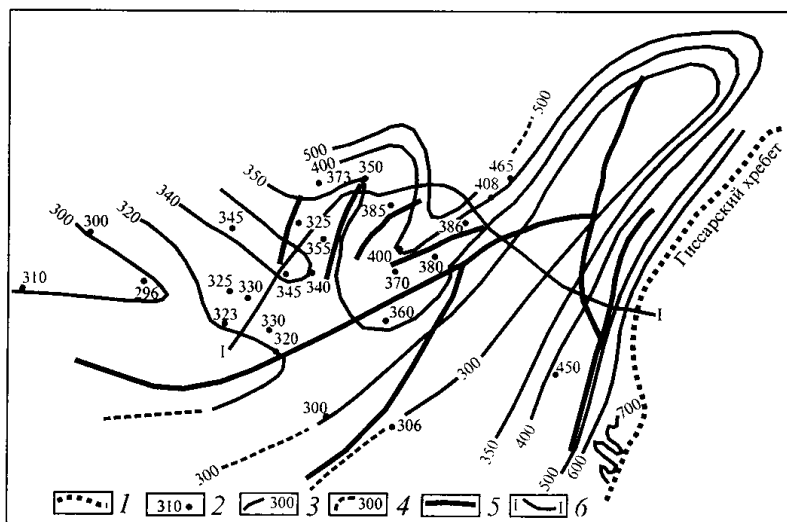
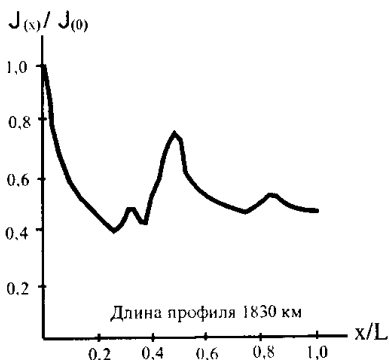


Рис. 10.4. Схема пьезометрической поверхности альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса, Бухаро-Каршинский НГБ

1 – границы выхода мезозойских отложений на поверхность; 2 – средняя по площади абсолютная отметка приведенного уровня; 3 – изолинии приведенного уровня; 4 – то же, предполагаемые; 5 – разломы; 6 – линии тока

Рис.10.5. Изменение латеральных градиентов вдоль линии тока подземных вод альб-сеноманского нефтегазозоносного горизонта, Бухаро-Каршинский НГБ



сного комплекса. В этой зоне также появляются экстремальные значения латеральных градиентов подземных флюидов. Их значение достигает 0,8 (см. рис. 10.5), что более чем вдвое превышает экстремальные значения в турон-палеоценовом комплексе (см. рис. 10.3). Увеличение горизонтальных градиентов и их экстремальные значения могут быть объяснены при прочих равных условиях дополнительным источником питания, возможно, восходящей миграцией по разломам в недавнем прошлом или в настоящее время.

Юрский нефтегазозоносный комплекс. Схема пьезометрической поверхности комплекса представлена на рисунке 10.6. На рисунке 10.7 показано изменение латеральных градиентов подземных флюидов юрского нефтегазозоносного комплекса вдоль линии тока. Из рисунков видно, что для наиболее глубоко залегающего нефтегазозоносного комплекса не отражается в масштабе исследования не только зона активного водообмена, но весьма слабо выражена зона замедленного водообмена, т.е. последняя приближена к периферии бассейна. Вместе с этим экстремальные значения горизонтальных градиентов достигают здесь таких величин, что их порой невозможно отразить на соответствующих графиках (см. рис. 10.6). Если для подземных флюидов турон-палеоценового и альб-сеноманского нефтегазозоносных комплексов экстремальные значения латеральных градиентов единичны, то в юрском нефтегазозоносном комплексе отклонение от нормального распределения градиентов повсеместно.

Таким образом, чем больше глубина залегания нефтегазозоносных комплексов, тем большую роль приобретают внутренние процессы формиро-

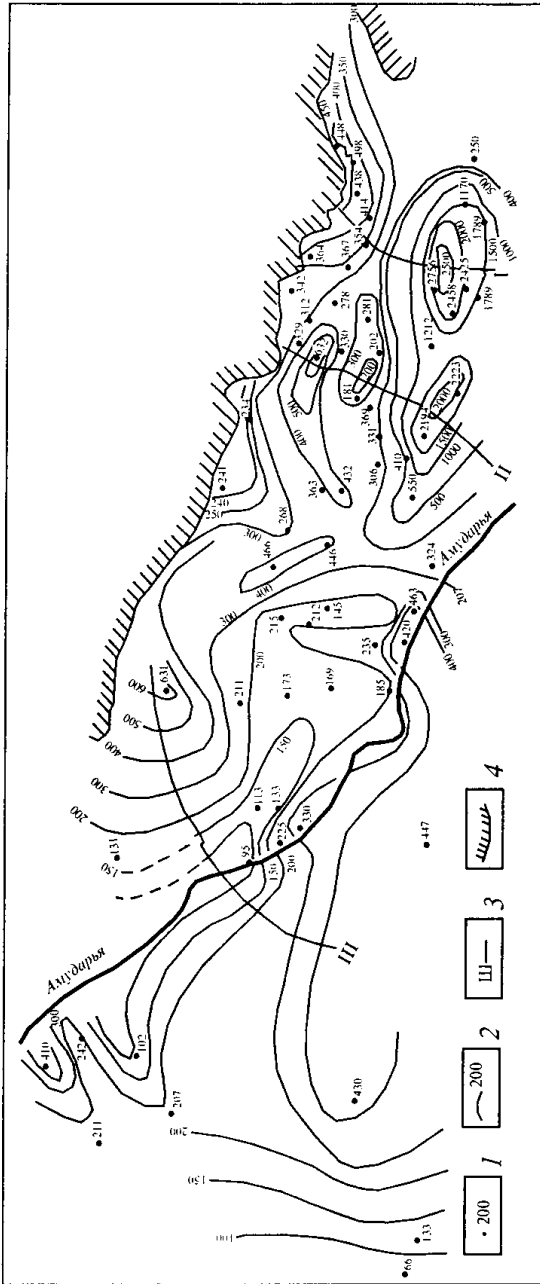


Рис. 10.6. Схема пьезометрической поверхности юрского нефтегазоносного комплекса, Бухаро-Каршинский НГБ

1 — средняя по площади абсолютная отметка приведенного уровня, 2 — изолинии приведенного уровня, 3 — линии тока, 4 — границы выхода мезозойский отложений на поверхность

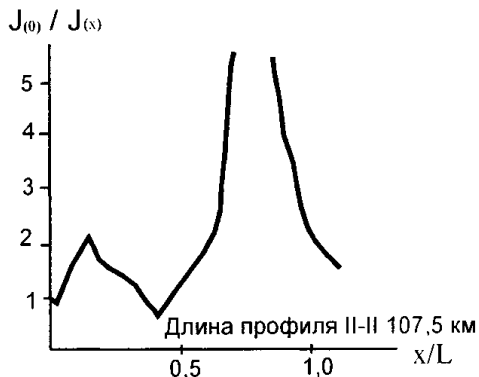


Рис.10.7. Изменение латеральных градиентов вдоль линии тока подземных вод юрского нефтегазонасного комплекса, Бухаро-Каршинский НГБ

вания глубоких флюидов и, прежде всего, в формировании поля пластовых давлений. Т.е. для более глубоко залегающих нефтегазонасных комплексов бассейна характерно сокращение площадей распространения зон активного и замедленного водообмена по сравнению с вышележащими нефтегазонасными комплексами и увеличение гидродинамических аномалий вниз по разрезу.

10.5. Локальные флюидодинамические особенности отдельных структур бассейна

Изменение плотности подземных флюидов с глубиной для всего НГБ показано на рисунке 2.2. Однако по отдельным структурам изменение плотности с глубиной бывает существенно различным: на одних структурах (особенно с рапопроявлениями) разброс точек в горизонтальной плоскости столь велик, что исключает возможность использования метода приведения давлений (погрешность превышает разброс в значениях замеренных и приведенных пластовых давлений); на других структурах погрешность приведения мала, а на третьих нет необходимости в приведении давлений в связи с малой минерализацией подземных флюидов (до 10 г/дм^3).

Покажем локальные гидрогеодинамические особенности на отдельных хорошо изученных структурах.

В Бухаро-Каршинском НГБ на месторождении Учкыр в отложениях неокома гидродинамическими исследованиями установлено отсутствие взаимодействия между тремя скважинами. При этом депрессия на пласт составила 13,2 МПа, или 1320 м водяного столба. Результатами эксплуатации установлено отсутствие гидродинамического взаимодействия между структурами: Ташкудук, Учкыр, Янгикудук, Газли, Курбанали, Атбакор, т.е. имеет место пластово-блоковое строение глубоких горизонтов.

Перепады пластовых давлений, замеренных на равных глубинах, меняются в значительных пределах (рис.10.8, 10.9): на месторождении

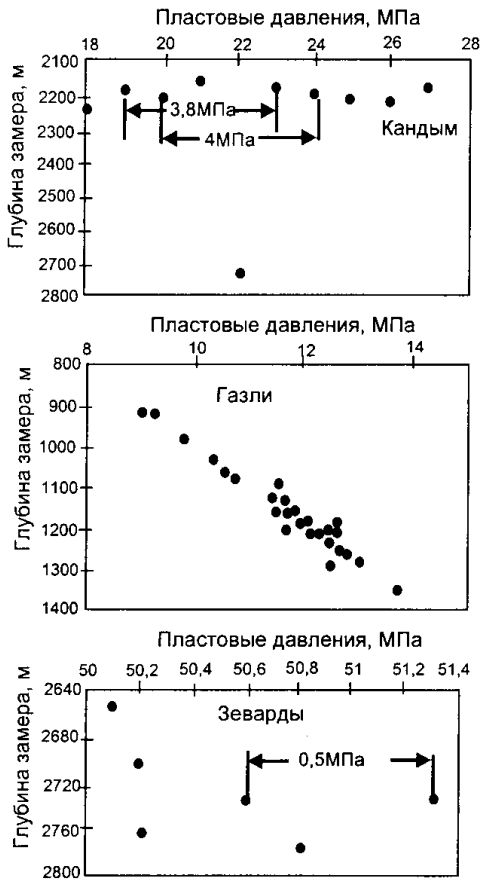


Рис. 10.8. Изменение замеренных пластовых давлений на близких глубинах, Бухаро-Каршинский НГБ

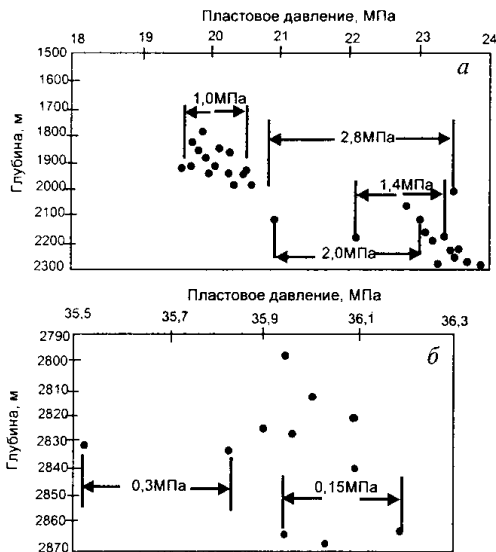


Рис. 10.9. Изменение замеренных пластовых давлений на близких глубинах, Бухаро-Каршинский НГБ
 а – Северный Мубарек; б – Шуртан

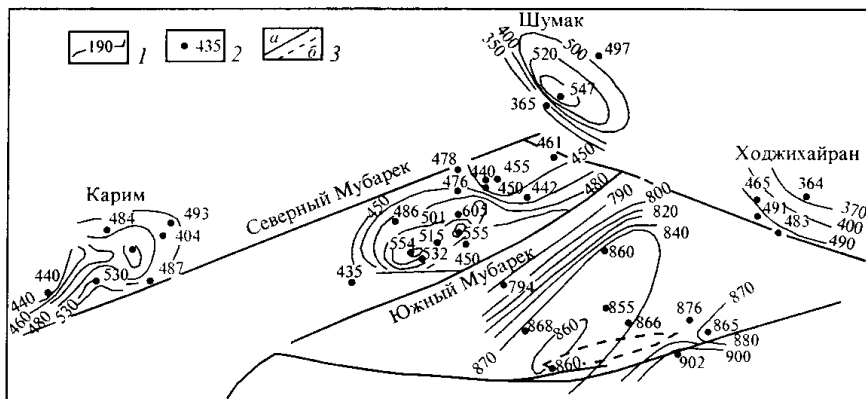


Рис. 10.10. Схема пьезометрической поверхности подземных вод юрских отложений Мубарекской группы поднятий Бухаро-Каршинского НГБ
 1 – пьезозогипсы приведенного уровня, м; 2 – скважина и значение приведенного уровня, м; 3 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые

Газли фиксируется нормальное распределение пластовых давлений (но здесь небольшие глубины опробования – от 800 до 1400 м); на месторождениях Кандым и Северный Мубарек перепад давлений на близких глубинах меняется от 1 до 4 МПа; на месторождении Шуртан перепад пластовых давлений не превышает 0,3 МПа. Наличие перепада пластовых давлений (существование градиента) на близких глубинах в пределах отдельных месторождений подтверждает пластово-блоковое строение некоторых из них.

Подчеркнем, что для ряда месторождений бассейна (например Мубарекского) изменение плотности подземных флюидов весьма незначительно (минерализация менее 10 г/дм³), что исключает погрешности, связанные с приведением пластовых давлений. Однако и здесь имеется локальная картина распределения пластовых давлений в пределах структуры (рис. 10.10), значимая роль разломов и гидродинамическая разобщенность между структурами. При этом одни разломы являются гидродинамически активными (осуществляется разгрузка флюидов снизу вверх), а другие – непроницаемы (залечены).

10.6. Аномально высокие пластовые давления

Бухаро-Каршинский НГБ характеризуется весьма широким распространением АВПД, особенно в нижних частях разреза. Это связано прежде всего с тем, что бассейн примыкает к альпийской зоне складчатости, которая характеризуется активными тектоническими движениями в настоящее время и высокой сейсмичностью.

Область распространения АВПД – Чарджоуская ступень в южной части Бухаро-Каршинской области и в районах, прилегающих к юго-западным отрогам Гиссарского хребта; вблизи зон тектонических нарушений Бешкентского прогиба; часть Денгизкульского поднятия. Здесь в процессе бурения происходили потеря устойчивости обсадных колонн, прихват бурового инструмента и наблюдались рапопроявления различной интенсивности. Плотность рапы достигает 1330 кг/м³ (площадь Камаша, скв. 3) и колеблется около 1220 кг/м³. Минерализация – 670–735 г/дм³ (площади Нишан, Зеварды). Дебиты рапы достигают 8500 м³/сут, а температура – от 60 до 110°С. Дебиты рапы снижаются во времени из-за зарастания стволов скважин кристаллами солей, а также из-за истощения запасов

рапы. Химический состав рапы существенно отличается от состава вмещающих пород и по многим характеристикам аналогичен низкотемпературным гидротермальным растворам [19].

Как и структуры с наличием АВПД, области раноявления приурочены к зонам глубинных разломов и их пересечениям. В.С.Бескровный делает вывод о том, что рапа эпигенетична по отношению к вмещающим соленосным отложениям юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Позднее этот вывод подтвердил В.Я.Соколов. В качестве одного из доказательств он приводит сведения о наличии в рапе растворенного органического вещества и углеводородных газов. Во всех глубоких скважинах с рапопроявлением содержание углеводородных газов на порядок и более выше фонового. Любопытно отметить, что аномальное газосодержание по сравнению с фоновыми значениями наблюдается в целом ряде случаев на 50–100 м выше по разрезу солей, чем рапонасыщенный интервал (В.А.Кудряков, Т.Н.Авазов), а расположение в плане строго локализовано и имеет линейно вытянутую форму. То есть в данном случае можно с уверенностью говорить не только о вертикальной миграции, но и о том, что эта миграция в определенные этапы геологического развития (тектонически активные) осуществляется сквозь соли, ранее рассматриваемые как абсолютные флюидоупоры. Вертикальная восходящая миграция «не всегда пронизывает насквозь всю толщу солей, однако всегда имеет очевидные корни в подошве этой толщи» (В.А.Кудряков, Т.Н.Авазов). При нарушении сплошности соляно-ангидритовой толщи на всю ее мощность рапа поступала в нижнемеловые отложения (площади Шарапли, Мары).

Ниже приведем некоторые сведения по гидродинамическому опробованию подсолевых отложений и интервалов с рапопроявлениями в соляно-ангидритовой толще, заимствованные из работы И.Ш.Стрелко с соавторами (табл. 10.1).

Из таблицы 10.1 видно, что коэффициенты аномальности (отношение пластового давления к условному гидростатическому) очень высоки, особенно на площади Алан. АВПД в верхнеюрских отложениях представляют определенный интерес для характеристики зоны весьма замедленного водообмена. Из-за осложнений во время бурения при наличии АВПД на указанных в таблице 10.1 площадях не доведено до проектных глубин 58 скважин из 123 бурившихся.

Очевидно, что наличие эпигенетического вещества и органики внутри соленосных отложений однозначно свидетельствует, что АВПД в Бухаро-Каршинском НГБ сформировались за счет внедрения «инородных» ра-

Таблица 10.1

Замеренные пластовые давления и коэффициенты аномальности

| Площадь | № скважины | Глубина кровли пласта, м | Пластовое давление на глубине кровли, МПа | Коэффициент аномальности |
|---------|------------|--------------------------|-------------------------------------------|--------------------------|
| Култук | 19 | 2876 | 56,9 | 1,98 |
| Зеварды | 19 | 2597 | 49,9 | 1,92 |
| Памук | 24 | 2718 | 49,63 | 1,82 |
| Алан | 2 | 2717 | 56,5 | 2,08 |
| Камаша | 1 | 3257 | 57,1 | 1,75 |
| Бешкент | 3 | 3098 | 56,83 | 1,83 |
| Нишан | 3 | 3528 | 56,11 | 1,59 |

створов из нижележащих отложений при одномоментном (в геологическом плане времени) образовании вертикальной тектонической трещиноватости с последующим ее залечиванием новоминералообразованиями при изменении термодинамических условий.

Существование АВПД на многих структурах свидетельствует о гидродинамической изолированности отдельных частей разреза (в плане и разрезе), т.е. о пластово-блоковом строении флюидовмещающих пород.

Однако подчеркнем, что флюидодинамическая разобщенность может быть связана не только с наличием в разрезе солей. Так, на Газлинском поднятии по результатам гидродинамического опробования установлено, что все разрывные нарушения (см. рис.10.1) являются экранами, а это может быть связано с тем, что подвижки по ним осуществляются в условиях сжатия. В частности, роль экранов играют флексурно-разрывные зоны, ограничивающие Газлинское поднятие.

Опыт эксплуатации и обобщение данных режимных наблюдений показывают различную взаимосвязь между отдельными частями Газлинской структуры в горизонтальном направлении. Перепад между отдельными частями структуры достигает 0,9 МПа в IX-ом горизонте и 1,22 МПа в X-ом горизонте верхнемеловых отложений.

При аварийном фонтанировании скважины 108 в течение 20 месяцев на возмущение реагировали все скважины в пределах Газлинской структуры. Однако скважины, расположенные в пределах флексурно-разрывных зон, не реагировали на возмущение. После ликвидации аварии произошло восстановление пластовых давлений. Однако это восстановление произошло не полностью. Так, в скважине 102 давление снизилось на 0,46 МПа, а восстановилось за 30 месяцев на 0,1 МПа; в скважине 38 за 14 месяцев давление упало на 0,2 МПа, а восстановилось за 10 месяцев

на 0,05 МПа; в скважине 108 (аварийная) давление упало на 0,49 МПа, а восстановилось на 0,092 МПа.

Результаты анализа данных восстановления пластовых давлений со всей очевидностью показывают, что после ликвидации аварийного фонтанирования произошло лишь перераспределение пластовых давлений в пределах структуры (сработка только упругих запасов), что говорит об отсутствии гидродинамической связи не только с областями питания, но и со смежными структурными поднятиями. Об этом также свидетельствует отсутствие реакции скважины 5 на структуре Мамаджугаргаты, расположенной в пределах соседнего Каганского поднятия. Все это также подтверждает пластово-блоковое строение глубоких горизонтов НГБ.

Приведем еще один пример отсутствия гидродинамического взаимодействия между соседними структурами. Несмотря на длительную эксплуатацию месторождения Джаркак, скважина 3 месторождения Юлдузкак, расположенная на расстоянии 10 км, не реагирует на возмущение. Между этими структурами имеется два разлома (см. рис.10.1), играющих роль экранов.

Гидрогеологическая роль разломов не всегда очевидна. Так, например, дренирующая роль разломов для юрских отложений установлена для Северо-Рометанского и Бухарского разломов в пределах южной части Газлинского поднятия (В.Н.Пашковский, Н.Л.Андреев), т.е. в различных своих частях один и тот же разлом может быть непроницаемым и проницаемым.

Следует также подчеркнуть, что даже локальные нарушения с малой амплитудой могут играть экранирующую роль. Так, на месторождении Южный Мубарек к середине 1969 г. снижение давлений в газовой залежи составило 2,3 МПа, а в скважине 9 пластовое давление практически не изменилось. Амплитуда локальных нарушений в пределах этой структуры составляет 10–40 м.

Примеров существования гидродинамически изолированных блоков в Бухаро-Каршинском НГБ можно привести достаточно много.

10.7. Региональные флюидодинамические особенности бассейна

Юрский нефтегазоносный комплекс. Особенности пьезометрической поверхности юрского нефтегазоносного комплекса показаны на рисунке

10.7. Из рисунка видна тенденция к снижению пьезометрических уровней от Гиссарского и Зеравшанского хребтов в направлении погружения флюидовмещающих пород. Так, абсолютные отметки уровней снижаются от 300–600 м вблизи горно-складчатых сооружений до 100–150 м и менее на Хазарлинской и Беурдешинской структурах. Гиссарский и Зеравшанский хребты рассматриваются как области регионального инфильтрационного питания всех нефтегазоносных комплексов, включая юрский.

Вместе с тем при фоновом снижении пьезометрических уровней во внутренних районах Бухаро-Каршинского бассейна имеются многочисленные структуры с повышенными значениями пластовых давлений вплоть до АВПД.

Альб-сеноманский нефтегазоносный комплекс. На схеме пьезометрической поверхности подземных флюидов альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса (см. рис.10.4) отражены региональные изменения уровней и направления потенциального (возможного) движения подземных флюидов. Максимальные отметки приведенных уровней (600–700 м абс.отм.) связаны с областями выхода отложений на дневную поверхность в районе Гиссарского хребта. От него в направлении погружения комплекса значения приведенных уровней снижаются до 300 м и менее. Однако снижение пьезометрической поверхности осуществляется неравномерно: в одних районах градиенты уровней больше, в других – меньше. Изменение градиентов может быть связано как с изменением фильтрационных свойств пород, так и с влиянием внутренних процессов.

Турон-палеоценовый нефтегазоносный комплекс. В характере пьезометрической поверхности (см. рис.10.2) подземных флюидов комплекса выявляются те же закономерности, что и в описанных выше нефтегазоносных комплексах: 1) максимальные значения уровней (давлений) связаны с районами, прилежащими к горноскладчатым сооружениям (Зеравшанский хребет, Зиаэтдинские горы), минимальные – с внутренними погруженными частями нефтегазоносного комплекса; 2) максимальные градиенты наблюдаются вблизи региональных областей инфильтрационного питания и снижаются в направлении движения подземных флюидов.

Основные выводы

Перепады пластовых давлений, замеренных на одной плоскости в естественных условиях, отсутствие гидродинамического взаимодействия

между отдельными скважинами внутри структур и между ними, широкое развитие АВПД свидетельствуют о пластово-блоковом строении мезозойских нефтегазоносных комплексов бассейна.

Влияние периферии бассейна, традиционно относимой к региональным областям современного инфильтрационного питания, проявляется лишь в узкой полосе, ширина которой не превышает первых десятков километров.

Наличие флюидодинамически изолированных блоков в ряде случаев ограничивает, а порой исключает существование региональных потоков глубоких подземных флюидов во внутренних районах бассейна, где существенную роль играют внутренние процессы, и прежде всего тектоника, современные и палеогидротермы.

С глубиной увеличивается интенсивность проявления гидродинамических аномалий и масштаб неоднородности пластово-блокового строения глубоких горизонтов.

Глава 11

ТЕПЛО-МАССОПЕРЕНОС В ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТАХ НГБ

В настоящее время гидродинамическая изученность глубоких подземных флюидов крайне неравномерна как по площади, так и по разрезу. Изучаются в основном продуктивные горизонты, а гидрогеологическое опробование всего разреза практически не проводится или проводится в очень ограниченном объеме. По этой причине слабо изучено распределение пластовых давлений и фильтрационных свойств в вертикальной плоскости.

С целью ликвидации этого пробела и попытки как-то оценить вертикальную гидродинамическую взаимосвязь нефтегазоносных горизонтов некоторые исследователи сравнивают информацию, полученную по разным скважинам (для оценки вертикальных градиентов). Использование информации по разным скважинам для этих целей не только не всегда оправдано, но и может привести к ошибкам и неверным выводам из-за пластово-блокового строения глубоких горизонтов НГБ

Информация по гидрохимии, геохимии, минералогии и другим разделам науки о Земле позволяет если не оценивать количественно, то правильно понимать направленность процессов миграции и разрабатывать новые или использовать существующие методы количественной оценки процессов миграции. С этой точки зрения интересно обобщить накопившуюся к настоящему времени информацию, подтверждающую вывод о широких масштабах вертикальной миграции подземных флюидов в глубоких горизонтах НГБ (см. также гл. 14).

11.1. Палинологический анализ как доказательство вертикальной миграции глубоких флюидов

Изучение палинологических форм в большинстве случаев дает однозначный ответ о направлении миграции глубоких флюидов.

Палинологический анализ, осуществленный для ряда НГБ (Урало-Волжского, Тимано-Печорского, Западно-Сибирского, Предкавказского, Днепровско-Донецкой впадины, Мангышлака и других), однозначно показал широкое развитие процессов вертикальной миграции. Для этих бассейнов установлено [196–198] отсутствие схожести (вплоть до отсутствия общих элементов) комплексов микрофоссилий нефтей, газа и конденсата с микрофоссилиями вмещающих пород. При этом в среднем объем миграционной части составляет в нефтях 50–80%, в конденсатах до 90% и в газе более 95%. «Высокая устойчивость микрофоссилий к внешним воздействиям, хорошая миграционная способность, возможность четкой стратиграфической привязки делает их надежным указателем путей миграции нефти...» [198, с.84].

Одним из важных выводов, полученных в результате этих исследований, является доказательство того, что залежи УВ в палеозойских породах фундамента не являются следствием их миграции из молодых отложений, выполняющих впадины, к трещиноватым породам положительных структур.

Широкие масштабы вертикальной миграции по палинологическим данным [198] установлены в Западной Сибири. Так, в юрском продуктивном комплексе на целом ряде месторождений (Даниловское, Упинское, Яхлинское, Пахромское, Лукашкин Яр, Салымское, Ем-Еговское и другие) встречена микрофлора раннепалеозойского возраста. Нефти юрского комплекса содержат палинологические остатки или вмещающих пород, или подстилающих палеозойских, иногда триасовых. Нередко содержание миграционной формы микрофлоры превышает 50% от ее общего содержания, а порой достигает 100%. Последнее характерно для бортовых частей низменности Березовского, Шаимского и Александровского районов, т.е. для районов сочленения платформы со складчатым Уралом.

В неокомском нефтегазоносном комплексе на месторождении Малый Атлым, расположенном в непосредственной близости от Атлымских дислокаций, среди споры и пыльцы выделяются: нижнемеловые – 50%; юрские и триасовые – 30%, верхнепалеозойские – 10%; нижнепалеозой-

ские – 7%. На Малобалыкском месторождении основная масса – мелового возраста, 12–15% – юрского и 10–15% – нижнепалеозойского. На Мегионском месторождении: 75% – нижнепалеозойские формы и не более 20% – меловые формы. В альб-сеноманском комплексе на Еременской площади в составе микрофлоры выделены: 80% – меловые; 5–7% – юрские; 2% – верхнепалеозойские. На Ем-Еговской площади: 39% – меловые и около 50% более древние миграционные формы.

Общие закономерности миграционных форм микрофоссилий, отмеченные в работах К.Р.Чепикова с соавторами [198], сводятся к следующему:

- 1) в отложениях от коры выветривания палеозойских пород до апт-сеноманских отложений выделяется «местная» и «миграционная» части;
- 2) «конденсаты газовых месторождений вплоть до сеноманских, отстоящие от юрских более чем на 3–4 км, также всегда содержат заметное количество древнепалеозойских форм»;
- 3) особенностью вертикальной миграции микрофоссилий в Западной Сибири является приуроченность к крутым крыльям структур и близость к разрывным нарушениям, т.е. к ослабленным участкам с потенциально лучшими фильтрационными свойствами в вертикальном направлении;
- 4) другой особенностью вертикальной миграции является то, что вверх по разрезу количество миграционных форм уменьшается.

На Осинском месторождении нефти (Восточная Сибирь) в отложениях среднекаменноугольного возраста обнаружены растительные остатки от позднедевонского до раннекембрийского возраста. Вертикальной миграцией в этом случае охвачена значительная часть разреза осадочного чехла.

Вертикальная миграция, подтверждаемая палинологическими данными, установлена в каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины, в которых встречены палинологические формы девона. Гидрохимические аномалии в этом районе имеют максимальные площади распространения в низах осадочной толщи, которые вверх по разрезу сужаются.

В работе [164] совершенно справедливо отмечено, что в периоды тектонической и сейсмической активности открываются вертикальные пути фильтрации, которые затем могут быть закрыты минеральными выделениями, а иногда даже асфальтовыми и озокеритовыми пробками. О вертикальной современной миграции глубоких флюидов свидетельствуют тем-

пературные аномалии. Геотемпературные аномалии проявляются даже на поверхности (несколько десятых градуса), они устанавливаются инфракрасной съемкой и могут служить поисковым критерием месторождений УВ и в определенной мере критерием вертикальной разгрузки глубоких подземных флюидов.

11.2. Аномалии в глубоких горизонтах и вертикальная восходящая миграция глубоких флюидов

В Днепровско-Донецкой впадине на целом ряде разведочных площадей распределение гидрохимических, газовых и геотермических аномалий Л.Г.Каретников связывает с восходящей разгрузкой глубоких флюидов. Максимальные значения вертикальных перетоков, приуроченных к зоне развития тектонических нарушений, выявлены главным образом в присводовых частях положительных структур, где они приводят к формированию многочисленных аномалий на локальных структурах: аномально повышенная минерализация, температура, газонасыщенность и газовый состав, пластовые давления.

Максимальное содержание водорастворимых газов наблюдается в приразломных зонах, которое при удалении от разломов резко сокращается. Так, на Новогиреевской площади (Днепровско-Донецкая впадина) вблизи тектонических нарушений содержание водорастворимого газа составляет $1857 \text{ см}^3/\text{л}$, а вдали от разломов $60 \text{ см}^3/\text{л}$. Такая же закономерность наблюдается и на ряде других месторождений Днепровско-Донецкой впадины. Так же резко меняется и температура. На Зачепиловской, Глинско-Розбышевской, Шебелевской и Прилуцкой площадях рядом с тектоническим нарушением температура равна 58°C , а на той же глубине вдали от него – 52°C .

На юге Восточной Сибири фиксируется пространственная связь очагов разгрузки рассолов, геотермических аномалий и разломов. Вертикальная составляющая миграции установлена по всему разрезу осадочного чехла вплоть до поверхности и подтверждается гидрогеологическими и геохимическими аномалиями [77]. Так, в солях, галогенно-карбонатных отложениях, траппах и кимберлитах отмечается присутствие миграционных битумоидов. Гелий, имеющий радиогенное происхождение, встречается в карбонатных породах в концентрациях, близких к его содержанию в нижних горизонтах, а в поверхностных водах – в концент-

рациях, выше фоновых. Минеральные аномалии проявляются в преобразовании красноцветной толщи позднекембрийского возраста в зонах разломов и в сводах положительных структур, в наличии эпигенетического битума в галогенно-карбонатных породах.

В Восточной Сибири отложения соли установлены в порах, кавернах и трещинах карбонатных и сульфатно-карбонатных пород верхнебельской свиты Канско-Тасеевской депрессии и в песчаниках нижнемотской подсвиты Непского свода. Для этого же района установлены три этапа миграции нефти, оставивших свои следы в виде новоминералообразований.

Первый этап миграции устанавливается по мелким включениям битума в регенерационных обломках кварца вторичной генерации, т.е. он окзывается запечатанным. Кроме того, наличие нефти первого этапа миграции доказывается ее нахождением в замкнутых шелевидных порах в полностью окварцованных непроницаемых песчаниках.

Нефть второго этапа миграции находится в сообщающихся порах и трещинах и по своим физическим свойствам отличается от первой. Самый ранний довендский этап миграции устанавливается по наличию битуминизированных пород в песчаниках нижнемотской подсвиты [197]. Аналогичные этапы миграции установлены для карбонатных пород кембрийского возраста. Для севера Сибирской платформы установлены три этапа миграции нефти: дотрапповый, посттрапповый и современный.

В зонах разломов и во впадинах Байкальской рифтовой зоны тепловые потоки в 2–3 раза превышают фоновые. С тепловыми аномалиями здесь связаны многочисленные выходы преимущественно азотистых, иногда углекислых термальных источников с температурой до 70°C, а также наблюдается корреляция между сейсмической активностью и интенсивностью теплового потока. Одна из стадий формирования полиметаллических руд, главным образом цинковых, наблюдается в настоящее время в Забайкалье. Их формирование И.С.Ломоносов связывает с современной гидротермальной деятельностью (восходящей миграцией термальных рассолов).

В Нижнекуруинской впадине площади (Кюровдаг, Мишовдаг и другие) разбиты многочисленными разломами различного простирания. Здесь отмечается резкое изменение солевого состава (карбонатов, сульфатов, щелочноземельных металлов) и минерализации. Характерным для гидрoхимических аномалий является их локализация в пространстве. Здесь же широко развиты грязевые вулканы, расположенные в узлах пересечения

разломов. Наличие резкого изменения гидрохимии в пределах одной площади Ш.А.Панахи объясняет как фаціальными изменениями, так и застойностью в пределах отдельных блоков, но при этом допускает вертикальную миграцию по разломам.

Изучение гидрохимических особенностей подземных вод в Ферганской впадине [179] показало, что так же, как и в Западной Сибири, локальные очаги вертикальной разгрузки высокоминерализованных флюидов создают пеструю, мозаичную в пространстве картину химического состава глубоких флюидов.

Изучение геохимии ртути и других микрокомпонентов показало, что их аномальные содержания тяготеют к разломам, нередко ассоциируются с месторождениями УВ и порой они являются попутным элементом добычи при разработке нефтяных месторождений (Калифорния), а в местах выхода на поверхность подземных флюидов нередко выпадения ртути из раствора. Отдельные минеральные источники США ежедневно выносят (в кг): бора 60–100, германия 0,2–0,3, на отдельных нефтяных месторождениях – йода – 40–60, брома – 3000–10000 [178].

Аномальные содержания ртути (до $42-7\text{ см}^3/\text{кг}$) против фоновых зафиксированы Н.А.Филиповским и М.Р.Хамраевым на глубине 15–20 м под зоной Западно-Алмалыкского и Бурджарского разломов в Средней Азии. Аномальные концентрации редких щелочных металлов (стронций, бор) выявлены на пересечении Бухарского регионального и Касанского локального разломов [7]. Аномальные содержания ртути (в 3–7 раз выше фоновых) установлены в приповерхностных слоях почвы в районе г. Ташкента. Эти аномалии пространственно связаны здесь с древними глубинными разломами и их пересечением с молодыми, что свидетельствует о вертикальной миграции флюидов.

В пределах Чарджоуской ступени (Бухаро-Каршинский НГБ) на зернах породообразующих минералов песчаников и алевролитов установлен железистый цемент, по реликтам которого развиты регенерационный кварц и полевые шпаты. В данном случае, вероятно, можно говорить о трех этапах миграции различных по составу растворов. Вначале мигрировали растворы, обогащенные железом, которые способствовали образованию железистого цемента. Затем мигрировали растворы, иные по химическому составу, которые частично растворили железистый цемент. На последнем этапе осуществлялась миграция подземных флюидов, обогащенных кремнеземом. Следует отметить, что здесь нередко наблюдаются микротрещины, секущие зерна породообразующих минералов, порой

смещенных относительно друг друга. По микротрещинам деформированных зерен развиты вторичные новообразованные минералы, залечивающие эти микротрещины. Очевидно, что на каком-то этапе развития Бухаро-Каршинской области породообразующие минералы и цемент, заполняющие поры, имели одинаковые механические свойства или даже породообразующие минералы имели меньшее сопротивление на разрыв, чем цемент. В какой-то момент геологической истории тектонические напряжения превысили предел прочности пород, что привело к формированию микротрещиноватости, началу активной миграции растворов и, как следствие, к залечиванию трещиноватости.

На основании изучения геохимии рубидия, брома, кальция, стронция, бария и железа в Куйбышевской области делается вывод [96] о том, что их происхождение нельзя объяснить обычным путем (выщелачиванием, растворением, реакциями обмена и замещения). Единственный логичный вывод – восходящая миграция флюидов из более глубоких горизонтов земной коры, в данном случае из фундамента. На Шумовском месторождении УВ (Предуралье) установлено совпадение температурной, гидродинамической, гидрохимической, газовой (по гелию), микробиологической и спорово-пыльцевой аномалий. Это свидетельствует об активной вертикальной миграции глубоких флюидов из девонских в пермские отложения.

В.И.Дворовым установлено, что на Челекене в приразломных зонах красноцветная толща сложена перемятыми песчано-глинистыми породами, выдавленными по разрывным трещинам, с новообразованиями кальцита, арагонита, пирита, марказита, галенита, сфалерита, халькопирита, лимонита, барита, гипса и других минералов. В приразломной зоне Западного Челекена фиксируются травертиновые покровы и блоки карбонатных песчаников. В приразломной зоне красноцветной толщи определены: As, P, Mn, Pb, Sn, Ga, Mo, Sr, V, Cu, Zn, Ti, Mg, В и другие элементы. Рассолы с аномальными концентрациями металлов локализованы вдоль разломов глубокого заложения и оперяющих их сбросов, зон дробления.

По данным шлихового опробования золота и сфалерита и сопоставления полученных результатов с глубинными подкоровыми разломами, тепловыми и гидродинамическими аномалиями, выявлено совпадение в пространстве всех аномалий (включая золото и сфалерит), связанных с зоной Предкарпатского прогиба [79]. На этом основании делается вывод о перспективах поисков гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов в осадочном чехле прогиба.

УВ (легкая нефть, битум) обнаружены в виде включений в валунах диабазовых порфиров среднеюрской вулканической толщи (Крым). Они встречаются в полостях миндалинов и жеод, в кристаллах кварца и кальцита. Углеводороды встречаются также во флюоритах эндогенного происхождения (Монголия).

В районе глубинного Черногорского разлома (северо-восточный Кавказ), достигающего поверхности Мохо, в кристаллах кальцита гидротермального происхождения выявлены включения твердых битумов, битуминозно-газовые, битуминозно-газово-водные, что позволяет авторам (А.М.Никоноров, Э.О.Сианисян) сделать вывод о вертикальной миграции, охватывающей весь разрез вплоть до фундамента. В связи с этим А.М.Никоноров [141] указывает на необходимость и важность изучения включений как свидетелей миграции глубоких флюидов для восстановления палеогидрогеологических условий, палеотемператур, палеодавлений и палеогидрохимических условий.

Результаты газобактериальной съемки позволяют выделять аномалии в газовом составе приповерхностных отложений. Эти аномалии контролируются системами разрывных нарушений. Повышенное или аномально высокое содержание газов отмечается в мелких (грунтовых) скважинах, непосредственно расположенных над зонами разрывных нарушений. Дифференцированность этих аномалий, по мнению В.Ф.Мокиенко, связана с размерами и простираемостью отдельных блоков. Геохимические аномалии приповерхностных отложений в районах развития тектонических разломов юго-восточной части Внутренней зоны Прикарпатского прогиба показали их высокую нефтепроводящую способность (в частности в районе Покутского разлома, имеющего ширину 3–4 км). По данным гелиевой съемки, в приповерхностных зонах установлена большая изменчивость концентраций гелия, что Ш.Х.Амирханов связывает с вертикальной миграцией.

В пределах Украинского кристаллического массива также установлена четкая и однозначная корреляция между разломами, содержанием гелия в подземных водах и удельным дебитом скважин. При увеличении мощности осадочных отложений (Галицко-Волынская впадина с мощностью осадочных пород около 5 км) эта связь проявляется менее отчетливо.

Н.М.Невской и В.А.Дедеевым [136] установлены многочисленные проявления на поверхности спонтанных газов над месторождениями УВ (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) азотно-метанового состава. В частности, на Лаявожском месторождении состав газов на поверх-

ности полностью соответствует составу газа в залежи. Выходы спонтанных газов происходят одновременно с разгрузкой минерализованных вод.

Широко распространенные явления приповерхностных газовых аномалий и их связь с разломами, а последних – с нефтегазовыми месторождениями позволили Г.А.Могилевскому и другим разработать методы поисков месторождений нефти и газа по газобактериальной съемке приповерхностных отложений и даже снежного покрова.

Известна разгрузка глубоких флюидов, в том числе и нефтегазовых горизонтов, под долинами рек различного порядка. Чем крупнее река, тем больше ее дренирующая роль, и тем более глубокие части разреза осадочных толщ платформ находятся под ее дренирующим воздействием [26]. Дренирующее воздействие речной сети нередко проявляется в характере пьезометрической поверхности рек: Волга, Обь, Кума и других и в распространении куполов соленых вод под долинами крупных рек. Разгрузка глубоких флюидов подчас столь велика, что в меженный период минерализация поверхностных вод существенно повышается (реки Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Сухона, Волхов и другие).

Вертикальная восходящая миграция глубоких флюидов проявляется также в поверхностных нефтепроявлениях. Кроме описанных ранее (см. гл.5) приведем еще некоторые. Поверхностные выходы нефти известны в Сурхандарьинской долине (Шакарлык–Астана), здесь же в виде источников разгружаются нефтяные воды. Всего в пределах Таджикской депрессии К.В.Бабковым установлено 21 нефтепроявление в виде участков высачивания по трещинам, приуроченным к глубинным разломам.

В северной части Алданского щита, характеризующейся широкой сетью региональных разновозрастных разломов, обнаружены следы миграции нефти, сохранившиеся на поверхности. Области с повышенными концентрациями УВ совпадают с неотектоническими зонами разломов фундамента, прослеживающимися в осадочном чехле. Аналогичные следы поверхностного проявления углеводородов в виде многочисленных месторождений асфальтовых пород, свидетельствующие о вертикальной миграции, известны в северо-западных районах Куйбышевской области и западных районах Татарии [7].

На Западной Камчатке, сложенной вулканогенно-осадочными породами поздненеогенового и четвертичного возраста мощностью 5–6 км, Е.И.Кудрявцевым обнаружены естественные выходы углеводородного сухого газа на поверхность в районе Саванских горячих источников. В местах газовых выходов в шурфах на глубине до 2 м и закопушках на

водной поверхности образуются радужные пленки, а реже капельки нефти, соответствующие ее керосиновой фракции. Поверхностные нефтепроявления известны в Восточном Предкавказье, Зауралье, Восточной и Западной Сибири и других районах.

В краевой зоне оз. Мараканб (Колумбия) скважина, пробуренная вблизи крупного поверхностного высачивания нефти, дала фонтан нефти с глубины 30 м. Здесь АВПД вскрыты по всему разрезу осадочных отложений.

В ряде случаев восходящая вертикальная разгрузка минерализованных, металлоносных вод отмечается в горно-складчатых областях: на Памире воды верховых озер, расположенных на высоте 3,8–4,2 км, имеют минерализацию до 140 г/дм³ и более, обогащены хлором, натрием, карбонатами, сульфатами и рудными компонентами глубинного происхождения. На Южном Урале воды восходящих источников из рифейских отложений содержат гамму элементов, включая УВ, характерные для гидротермальных месторождений. В соленосных отложениях Предуралья наряду с УВ присутствуют железо, медь, никель, марганец и другие металлы, характерные для гидротермальных растворов, которые в настоящее время обнаруживаются практически повсеместно в подземных рассолах [113, 114].

Об активной вертикальной миграции, затрагивающей глубины до 10 км, свидетельствуют также обломки пород, выносимых грязевыми вулканами. Следы вулканической и грязевулканической деятельности устанавливаются в области сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого кряжа, в Западной Сибири и других районах. На территории Азербайджана имеется 52 газовулканических очага, которые с 1810 г. извергались 145 раз.

Коснувшись вопроса о сопутствующих вертикальной миграции аномалиях, нельзя не остановиться на достаточно аргументированной точке зрения образования рассолов и соленосных отложений и связанных с ними АВПД, высказанной В.А.Кротовой. Суть этих представлений сводится к тому, что не рассолы являются производными от соленосных отложений, а соленосные отложения являются продуктом внедрения высокотемпературных рассолов, поступающих снизу и попадающих в иные термодинамические условия (пониженные давления и температура), при которых концентрация солей в подземных флюидах превышает предел растворимости (при изменении термодинамических условий), и соли выпадают в осадок, цементируя вмещающие породы, образуя включения, линзы, прослои и целые пласты соли.

По данным Т.И.Гуровой, в Восточной Сибири засоление в виде выпадения соли в порах, кавернах и трещинах широко распространено в карбонатных, сульфатно-карбонатных породах верхнебельской подсвиты и усольской свиты Канско-Тасевской депрессии, а также в песчаниках нижнемотской подсвиты Непского свода, в которых соль цементирует обломки и значительно снижает первичную пористость пород.

В Прикаспийской впадине свода соляных куполов имеют весьма разнообразную форму. По периферии их наблюдаются карнизы, а подкарнизная зона имеет крутые углы падения. Эти факты косвенно свидетельствуют о мощных прорывах снизу рассолов, которые внедряются в осадочные породы подобно интрузивным телам, образуя разнообразные формы, и существенно преобразовывают вмещающие породы.

В многочисленных работах В.А.Кротовой, В.Ф.Дерпгольца, Н.А.Кудрявцева отмечается парагенетическая связь рассолов и соленосных отложений, наибольшая мощность последних достигается в зонах глубинных разломов, широко распространенных вблизи горноскладчатых сооружений и в прогибах (например Бухаро-Каршинский НГБ).

На участках соляно-купольной тектоники, примыкающих к рифтовой зоне (южные районы Сибирской платформы), фиксируется аномальный тепловой поток, в 1,5 раза превышающий фоновый. Существование аномального теплового потока можно объяснить постгидротермальной деятельностью. В Днепровско-Донецкой впадине зафиксированы соляные штоки, прорывающие осадочные отложения от девонского до позднепермского возраста. Соляные штоки развиваются по разломам и ослабленным зонам, которые определяют форму штоков, имеющих чрезвычайно сложную конфигурацию. Порой соль девонского возраста залегает между более молодыми отложениями, например, разделяет породы верхней и нижней перми. В данном случае имеет место полная аналогия с пластовыми интрузиями.

В Бухаро-Каршинском НГБ ангидрито-галитовая толща в мезозойских отложениях и связанные с ней рассолы развиты локально в зонах глубинных разломов и четко контролируются ими. К этим же зонам, к низам солей, приурочены АВПД. Ангидрит, кальцит, доломит и другие минералы являются вторичными. Поведение галита также афациально. Галит встречается в песчаниках, вторичных ангидритах, известковистых глинах, но все же тяготеет к низам красноцветной толщи. В рассолах соленосной толщи юрских отложений встречены: свинец (до 2,7 мг/дм³), цинк (до 15 мг/дм³), железо (до 4 мг/дм³), рубидий (до 35 мг/дм³), а

также углеводороды. Дебиты рапы достигают 2000 м³/сут, быстро снижаются и через 10–15 суток прекращаются [120], что свидетельствует о блоковом (линзовидном) строении рапосодержащих элементов разреза.

Здесь же установлены нефтегазопроявления в соленосных отложениях юрского возраста. Так, на месторождении Кирпичли обнаружены рассеянные УВ и битумы. Прямые же признаки газонефтеносности установлены в Гаурдаке, Южном Иологане и других структурах. Таким образом, соленосные отложения в определенные периоды геологической истории могут быть проницаемы.

Любопытно отметить, что на структурах с рапопроявлениями в подстилающих терригенных и карбонатных породах ранне-, средне- и позднеюрского возраста также фиксируются рассолы. В отдельных случаях (структуры Байрамали, Джимкумы, Мары, Келийская) рассолы встречаются и в перекрывающих красноцветных отложениях неокома, где их минерализация достигает 337–443 г/дм³. Рассолы в меловых отложениях являются аналогами рассолов юрских отложений. В них также наблюдается высокое содержание рубидия, цинка, свинца, мышьяка, серебра, олова и других элементов [176]. Несомненно генетическое единство рассолов в подсолевых (юрских) и неокомских отложениях.

Мощности солей весьма изменчивы даже в пределах одной структуры, что исключает возможность объединения их в отдельные пласты. Перечисленные выше и другие особенности позволили Д.С.Ибрагимову и К.А.Сабирову утверждать, что соли являются производными сверхкрепких рассолов, внедрившихся в мезозойские отложения Бухаро-Каршинского НГБ с больших глубин. С этим выводом трудно не согласиться.

М.Ульми и другие исследователи на примере месторождения Хасси-Мессауд (Алжирская республика) доказывают возможность миграции подземных флюидов из находящейся под горным давлением соленосной толщи, содержащей залежи с АВПД. Миграция, по мнению М.Ульми, осуществляется вниз вплоть до пород фундамента, образуя в низах осадочной толщи залежи УВ, обладающих аномальными давлениями. Теми же причинами объясняется скопление залежей нефти, приуроченных к битуминозным глинам юрского возраста и породам фундамента в Западной Сибири. Этот вывод базируется на следующих рассуждениях. В кембрийских отложениях, залегающих на породах фундамента и сложенных гравелитами и песчаниками, вверх по разрезу возрастает содержание вторичного гипса и ангидрита, находящихся в виде прослоев. Максимального значения число прослоев и количество этих минералов до-

стигают под перекрывающей толщей, сложенной глинами и галогенными образованиями (до 40 %). Эти факты можно толковать и по-другому, то есть миграцией снизу вверх.

Возможность вертикальной миграции установлена в соленосных отложениях, которые в силу своих пластических свойств рассматриваются обычно как непроницаемые. Однако и в них в периоды тектонической активности образуется трещиноватость, формирующая вертикальные хорошопроницаемые зоны, по которым осуществляется восходящая миграция и временная гидродинамическая взаимосвязь различных частей разреза нефтегазонасных структур.

Подобная миграция установлена А.С. Анцифоровым [5] в соленосных отложениях Иркутского амфитеатра. Здесь усольская свита нижнего кембрия сложена каменной солью с прослоями ангидритов и доломитов. Суммарная мощность слоев соли нередко превышает 1000 м. Общая мощность свиты достигает 1400 м и более. Структурно-поисковыми скважинами на Балыхтинской площади были вскрыты нефтегазопроявления, наиболее интенсивные из которых связаны со средней и верхней частью разреза свиты.

Например, в одной из скважин получен фонтан газа с дебитом 170 тыс. м³/сут, предварительно сопровождающийся выбросами газа и бурового раствора. Газовая залежь находится в прослое ангидрит-доломита мощностью 4 м. Этот прослой прослеживается по всей площади структуры, но газ получен только в одной скважине, что свидетельствует о непроницаемых вертикальных границах, обусловленных вторичным минералообразованием, и об отсутствии латеральной миграции, обусловленной наличием вертикальных непроницаемых границ. Бурением на этой площади установлены небольшие скопления газа в соляных куполах, при вскрытии которых происходит выброс нефти и газа. Аналогичные случаи нефтегазопроявления встречены на Атовской, Парфеновской, Осинской и других площадях Иркутского амфитеатра. Нахождение УВ в мощных толщах соленосных отложений можно объяснить лишь временной восходящей палеомиграцией газовой смеси, содержащей УВ, с последующей ее дифференциацией на составляющие (разделение газа, раствора и УВ), и фазовыми переходами, обеспечивающими залечивание трещиноватости.

Число примеров, подтверждающих связь разломов, соленосных отложений, рассолов и проявления гидротермальной минерализации, нефтегазопроявлений можно было бы продолжить. Несмотря на различ-

ную интерпретацию фактического материала, несомненно то, что в последнее время все больше появляется фактов, свидетельствующих о возможности вертикальной миграции глубоких подземных флюидов, источником которых является кора и верхняя мантия.

До недавнего времени гидрогеологическая роль разломов оставалась в значительной мере проблематичной, особенно для районов с широким развитием мощных толщ слабопроницаемых пород. Однако исследования последних лет показали, что разломы – это сложнопостроенные геологические тела, имеющие различные параметры. Ширина зон дробления достигает 40 км, протяженность от 200 до 2000 км, глубина заложения – до 50 км. Эти зоны сильно нарушены разрывами и складками, длительно и многофазно развиваются, и в их пределах существенно меняются мощности и литолого-фациальный состав горных пород. Особенно это относится к разломам глубокого заложения.

В настоящее время выявление активноживущих разломов является одним из поисковых критериев. Так, Л.П.Дмитриев и другие ученые связывают скопление УВ с региональными разломами. Кроме того, они считают крупные разломы одним из нефтегазопроисходящих признаков, значительно сужающим районы первоочередных поисков и повышающим эффективность геологоразведочных работ. На это же указывается в работе [63], в которой на основе детального изучения неотектоники были оценены перспективы нефтегазоносности отдельных структур, в частности Прираковского месторождения нефти, что впоследствии было подтверждено результатами бурения. А.А.Терещенков и другие авторы идут еще дальше и утверждают, что отсутствие сведений по разрывной тектонике приводит к затягиванию сроков (до 5 лет) введения в разработку месторождений, поскольку значительная часть средств затрачивается на структурное бурение, а это приводит к существенному снижению эффективности геологоразведочных работ.

Выявление флюидодинамически активных зон прошлых и современных геологических эпох является важной задачей при поисках рассолов, нефти, газа и других полезных ископаемых, связанных с восходящим движением гидротерм. Индикаторами этих участков являются очаги внутренней, скрытой разгрузки подземных флюидов [59, 113, 114].

Таким образом, связь между гидродинамическими, гидрохимическими, геохимическими и другими аномалиями, подтверждающими вертикальное восходящее движение глубоких флюидов, отмечается во многих районах нашей страны и за рубежом [4, 47, 63, 77, 114, 165], и с этим

необходимо считаться при изучении флюидодинамики глубоких горизонтов НГБ

В прошлом вертикальная миграция оставила следы в виде различного рода вторичного минералообразования: катагенетические (иногда разновозрастные) изменения осадочных пород, имеющие узколокальное проявление и четко выраженную вертикальную, нередко афациальную составляющую этих изменений; присутствие более древних палинологических форм в более молодых осадках; гидротермальное оруденение; гидрохимические и другие аномалии.

В настоящее время восходящая миграция флюидов может проявляться: а) в виде куполов соленых вод под крупными речными дренами (Волга, Кама, Волхов, реки Восточной Сибири); б) в поверхностных нефтепроявлениях (Тиман, Таджикская депрессия, Зауралье, Восточное Предкавказье, Куйбышевское Поволжье, Татария); в) в снижении пьезометрической поверхности глубоких флюидов под долинами рек первого порядка (Обь, Кума); г) в корреляции различных аномалий (газовых, температурных, гидрохимических) с пространственным положением разломов различного порядка; д) в приповерхностных газовых аномалиях над сводами положительных структур; е) изменении цвета пород, залегающих с поверхности над положительными структурами; ж) в проявлении грязевого вулканизма, захватывающего значительную часть разреза осадочного чехла; з) в некоторых типах соленых, минеральных и термальных источников со специфическими компонентами эндогенного происхождения.

Столь обширный (но далеко не полный) эмпирический материал приведен не случайно, а в связи с тем, что возможность вертикальной миграции глубоких флюидов хотя и оговаривается в литературе, но этому не уделяется должного внимания. Некоторые теоретические соображения и накопленный к настоящему времени обширный эмпирический материал говорят о том, что в глубоких горизонтах НГБ вертикальная миграция флюидов (вода, нефть, газ) преобладает над горизонтальной и, возможно, в региональном плане является единственным направлением движения. Роль же горизонтальной миграции незначительна и ограничивается, вероятно, отдельными структурными элементами или тектоническими блоками [3, 20, 47, 53, 63, 79, 96, 111, 112, 139].

Очевидно, что если флюидодинамическая система находится в равновесном состоянии, то в ней не может происходить никаких изменений. Если же эти изменения фиксируются, в частности, в виде минералогии

ческих и других аномалий, то система являлась (является) открытой и в нее поступало (поступает) дополнительное вещество. Поскольку роль периферии ничтожно мала, то источником вещества может быть только фундамент, являющийся связующим звеном между осадочным чехлом, корой и верхней мантией. Поступление вещества в результате гидротермальных процессов приводит к нарушению термодинамического равновесия в системе раствор–газ–порода. Результатом этого будет или растворение твердой фазы, или осаждение из раствора избытка вещества, т.е. новоминералообразование. Фиксируя новоминералообразования в породах, особенно наложенные друг на друга, можно без сомнения утверждать, что в какие-то этапы геологического развития изучаемого разреза осуществлялось внедрение чуждых (геохимически неравновесных) растворов. Наличие наложенного новоминералообразования свидетельствует о нескольких этапах миграции и о неоднократной смене геохимических и термодинамических условий в пределах одной и той же части разреза, что позволяет сделать вывод о повторяемости формирования и залечивания трещиноватости.

В зависимости от геохимических и термодинамических условий, существовавших ранее, трещиноватость могла залечиваться частично или полностью по всей мощности трещинных зон или по их части. При прочих равных условиях интенсивность новоминералообразования будет определяться градиентами концентраций, давлений и температур, а также литолого-минеральными особенностями вмещающих пород и их изменением в пространстве.

Можно ожидать, что при постоянстве градиентов концентрации, давления и температуры наибольшие изменения геохимических условий, а следовательно, создание предпосылок для выпадения из раствора твердой фазы существуют на границах изменения литологического и минерального состава вмещающих пород (геохимические барьеры). Поскольку в вертикальном разрезе эти свойства пород меняются наиболее резко (например, смена известняков на алевролиты, преимущественно кварцевых песчаников на полевошпатовые и т.п.), то так же резко изменяются и геохимическая обстановка на литолого-фациальных границах, и интенсивность залечивания трещиноватости.

Одни и те же растворы по отношению к вмещающим породам могут образовывать равновесные и неравновесные геохимические системы, что определяет степень залечивания трещиноватости (частичное или полное). В некоторых случаях трещиноватость может не залечиваться, т.е. в верти-

кальном разрезе могут чередоваться хорошо-, слабопроницаемые, и полностью непроницаемые породы. Одним из основных факторов формирования трещинной проницаемости является разрывная тектоника, или тектонические напряжения, превышающие предел прочности отдельных литологических разностей пород в переслаивающейся системе осадочного чехла.

Основным фактором залечивания трещиноватости является миграция геохимически неравновесных растворов, приносящих с собой дополнительное вещество. Поскольку залеченная трещиноватость (как и поровая емкость) и новоминералообразования развиты достаточно широко, особенно в нижних частях разреза, то, следовательно, широкое распространение имела (имеет) миграция чуждых растворов.

Основные выводы

Анализ большого количества фактического материала позволяет выявить следующие общие закономерности формирования глубоких подземных флюидов: пластово-блоковое строение и гидродинамическая разобщенность блоков в горизонтальном и вертикальном направлениях; отсутствие региональных (плановых) потоков глубоких флюидов, которые могут иметь место лишь в пределах отдельных частей (блоков, структур) и ограничиваться расстояниями в первые километры.

В связи с этим использование термина «водоносный (нефтегазоносный) комплекс» применительно к глубоким горизонтам не совсем оправдано, поскольку в пределах одного водоносного (нефтегазоносного) комплекса имеется большое количество участков (блоков) с различными условиями формирования глубоких флюидов.

Во внутренних глубоко погруженных частях осадочных толщ основным видом движения является восходящая миграция в субвертикальном направлении по разломам и ослабленным зонам. Эта вертикальная восходящая миграция может осуществляться по разломам вне связи с окружающими флюидодинамически закрытыми блоками или во флюидодинамической связи с ними. И то и другое определяется историей геологического развития, и прежде всего разрывной тектоникой, литолого-минералогическими особенностями вмещающих и перекрывающих пород, характером мигрирующих (мигрировавших) гидротермальных растворов и сингенетических подземных флюидов.

Основную роль в миграционных процессах глубоких флюидов играет вертикальная миграция, наиболее благоприятные пути для которой – разломы, своды положительных структур, периклинали, крутые складки, флексуры, ослабленные зоны и т.п., с которыми связаны линейные суб-вертикальные зоны повышенной трещиноватости. Источником питания для вертикальной миграции является «флюидное и газовое дыхание» [59, 167] коры и мантии [19, 79, 111, 112].

По-видимому, следует отказаться от классических представлений о флюидодинамическом единстве водоносных (нефтегазоносных) комплексов в плане и о существовании региональных потоков глубоких подземных флюидов, а направить усилия на изучение флюидодинамических и гидрогеохимических закономерностей отдельных структур и участков, а затем уже переходить к региональным обобщениям. Лишь тогда поиски полезных ископаемых, и прежде всего нефтегазовых месторождений, основанные на гидрогеологических критериях, будут надежными и эффективными.

Глава 12

ГЕНЕЗИС ГРАНИЦ, ФОРМИРУЮЩИХ ПЛАСТОВО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ НГБ

При изучении в плане и разрезе флюидодинамических особенностей слоистых систем нефтегазоносных бассейнов (Восточное Предкавказье, Западная Сибирь, Средняя Азия, Тимано-Печорская провинция), было проанализировано распределение пластовых давлений по более сотни месторождений УВ, минеральных и промышленных вод с использованием информации по опробованию нескольких тысяч скважин.

Основными выводами из этих обобщений являются:

1. Для всех изученных регионов и для подавляющего числа нефтегазовых месторождений (структур) характерно наличие разнонаправленных латеральных градиентов пластовых давлений, нередко резко отличающихся по величине и направлению (имеются структуры и безградиентные, например, Западное Мектебское – Восточное Предкавказье, Газли – Средняя Азия и другие месторождения). Причем разнонаправленность градиентов пластовых давлений фиксируется как по приведенным, так и по пластовым давлениям, замеренным на одних глубинах в пределах отдельных месторождений, что исключает возможные ошибки, связанные с приведением пластовых давлений при изменении плотности флюида к единой плоскости сравнения.

2. Наличие разнонаправленных градиентов свидетельствует о неоднородности поля пластовых давлений и вступает в противоречие с представлениями о региональном латеральном движении глубоких флюидов на большие расстояния. Кроме того, наличие разнонаправленных градиентов пластовых давлений свидетельствует об отсутствии возможности их релаксации во флюидонасыщенных средах. Следовательно, в поле ем-

костных и фильтрационных свойств должны существовать участки или различно ориентированные зоны весьма слабопроницаемые или непроницаемые.

3. Глубокие горизонты слоистых систем НГБ нужно рассматривать как систему относительно изолированных блоков (пластово-блоковое строение). Под блоком понимается часть слоистого разреза, частично или полностью флюидодинамически изолированная от смежных частей разреза [52, 57, 69]. Особенно показательны в этом отношении районы с АВПД, имеющиеся во всех регионах. Пластово-блоковое строение слоистых систем вырождается вверх по разрезу, что характерно для всех изученных регионов, и проявляется в увеличении площадей (размеров блоков).

Наличие экстремумов (пьезоминимумы и пьезомаксимумы) в поле пластовых давлений глубоких горизонтов слоистых систем отрицательных структур, связанных с отдельными блоками пластовой системы, вынуждает искать ответы по крайней мере на три вопроса:

а) какие процессы приводят к формированию непроницаемых или слабопроницаемых границ в относительно однородных по литологическому составу и одновозрастных породах нефтегазоносных комплексов, залегающих на больших глубинах?

б) имеются ли внутренние источники питания и участки разгрузки, приводящие к сложной картине потока, и какова их природа?

в) какие процессы препятствуют релаксации пластовых давлений даже в пределах отдельных блоков с четко выраженными границами (например, тектонические границы со смещениями, амплитуда которых сопоставима с мощностью нефтегазоносных комплексов)?

Первым и принципиально важным является вопрос о природе относительной изоляции блоков в пластовой системе, т.е. о природе границ (второй и третий вопросы в различной мере освещены в главах 11 и 13).

Изучение материалов по геологии, тектонике, литолого-минералогическому составу пород, истории геологического развития, гидрогеологии позволяет выделить на этом (начальном) этапе исследований следующие типы границ: тектонические, литолого-фациальные, минералогическо-геохимические и флюидодинамические. Существование этих типов границ реально для каждого региона, но в «чистом» виде каждый из них встречается редко. Типизация этих границ, безусловно, неполная, так как отражает лишь начальный этап их изучения. Последующие исследования в этом направлении позволят более аргументированно выделять и обосновать

вывать генезис этих границ. Но изучать их, несомненно, надо, так как это повысит эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ и позволит более обоснованно подходить к разработке математических гидродинамических моделей эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, промышленных, минеральных и термальных вод.

Тектонические границы можно разделить на несколько подтипов.

Первый подтип связан с разрывными нарушениями со смещениями, амплитуда которых достигает десятков и сотен метров и сопоставима с мощностью нефтегазоносного комплекса. В этом случае смещенный блок может контактировать в плане с непроницаемыми или слабопроницаемыми породами.

Этот подтип наиболее характерен для краевых прогибов и платформенных структур, примыкающих к альпийской зоне складчатости (Восточное Предкавказье, Бухаро-Каршинский НГБ, Куринская и Ферганская впадины). Кроме того, он может проявляться в зонах сочленения структур второго и более низких порядков. Например, Восточно-Колвинский и Варандейский разломы отделяют Хорейверскую впадину, соответственно, от Колвинского мегавала и вала Сорокина (Печорский НГБ) с амплитудой смещения до 800 м. Естественно, что в гидродинамическом отношении эти блоки будут изолированы друг от друга. В Восточном Предкавказье и Бухаро-Каршинской области амплитуда смещений также составляет несколько сотен метров.

Второй подтип тектонических границ образуется тогда, когда тектонические нарушения с малыми амплитудами смещения или без них формируются в условиях сжатия. В этом случае происходит дробление пород, сопровождаемое выжиманием обломков в поровое и трещинное пространство, их растворением и переходом в цементирующую массу. Под действием сжимающих усилий происходит сокращение точечных контактов, образование выпукло-вогнутых контактов, что влечет за собой уменьшение емкостных и фильтрационных свойств пород. Кроме того, если даже исключить физико-химические преобразования пород, то только под влиянием сжимающих усилий сокращение пористости может достигать 12%, а проницаемости – до 300% по отношению к прежним условиям. Все эти процессы хорошо изучены и частично описаны в главе 6. Таким образом, зоны сжатия во многих случаях могут рассматриваться как относительно непроницаемые границы.

Третий подтип тектонических границ может быть связан с зонами растяжения. В противоположность второму подтипу эти зоны характеризуются

ются повышенными значениями емкостных и фильтрационных свойств. В силу этого по ним может осуществляться дренирование глубоких флюидов, и в этом случае эта зона будет являться своеобразной гидродинамической границей, подобно границе в потоке грунтовых вод под дренажной или на водоразделе. Однако в процессе геологической истории развития формирование границ в зонах растяжения может быть связано и с другими процессами. Например, залечивание новоминералообразованиями трещинного и порового пространства.

Субвертикальные зоны с аномальными физическими свойствами, которые разные авторы называют либо зонами трещиноватости, либо зонами дробления, либо сейсмонапряженными зонами, надежно и уверенно выделяются на большинстве сейсмических разрезов во многих областях [97, 146 и др.].

Литолого-фациальные границы. Для сред седиментационно-фациального типа [27, 57, 58] характерна резкая анизотропия фильтрационных свойств в латеральном и вертикальном направлениях, которая определяется как условиями осадконакопления, так и диагенетическими и катагенетическими процессами.

Изначально зоны повышенной емкости и проницаемости связаны главным образом с местами размыва слабопроницаемых пород, а также с участками фациального замещения глинистых пород грубозернистым материалом, приуроченными к периферии слоистых систем отрицательных структур или сводам внутренних поднятий.

Тогда, когда структуры второго и более высоких порядков являются унаследованными, их строение прослеживается через весь этап формирования осадочного чехла, обуславливая их «сквозной» характер [26].

На положительных локальных структурах конседиментационного роста наблюдаются закономерные изменения основных литологических параметров, а именно: к своду растет медианный размер зерен, а к периферии увеличивается глинистость отложений. Поэтому в сводах положительных структур и ядрах складок отмечено увеличение пористости, которое сопровождается часто повышенным содержанием песчаных прослоев в разрезе (рис.12.1).

Поэтому периклинали и отрицательные структуры можно рассматривать как слабопроницаемые границы.

На локальных структурах сказывается также влияние тектоники, которое проявляется в более интенсивной трещиноватости в сводовых частях положительных структур. Характер и интенсивность трещиновато-

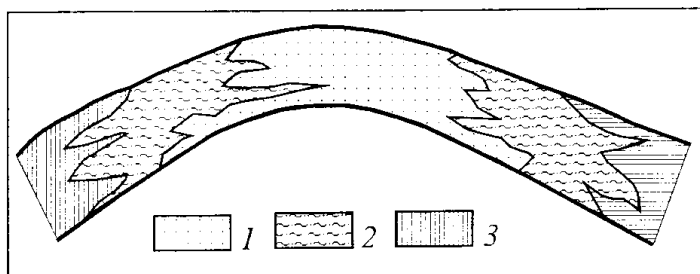


Рис. 12.1. Принципиальная схема изменения литологического состава терригенных пород на положительных структурах

Отложения: 1 – преимущественно песчаные, 2 – песчано-глинистые, 3 – преимущественно глинистые

сти в этом случае следует рассматривать как результат наложения двух процессов: седиментогенного и тектонического.

В разновозрастных отложениях Печорского НГБ сосуществуют разнофациальные породы, сменяющие друг друга по напластованию. В карбонатных комплексах они образуют фациальные пояса или одиночные изолированные банки. В терригенных комплексах существуют фациально и литологически разнородные отложения, связанные с прибрежными фациальными поясами, русловыми отложениями палеорек, подводными конусами выноса и другими. Смена фаций в карбонатных комплексах происходит обычно на расстояниях от сотен метров до первых километров, мощность фаций – до километра. В терригенных комплексах – от первых метров до первых километров при мощности до первых сотен метров [100].

Особенно резкая фациальная изменчивость отмечена в верхнефранско-турнейском, преимущественно карбонатном нефтегазоносном комплексе Печорского бассейна. Здесь существуют как широкие пояса мелководно-шельфовых отложений, так и узкие рифогенные зоны (первые километры). Рифовые постройки обладают наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами среди прочих карбонатных отложений и образуют высокопроницаемые тела мощностью до нескольких сотен метров, которые плавно переходят в карбонатные отложения тыловой (зарифовой) части шельфа и резко сменяются в своей фронтальной части предрифовыми комплексами пород [100].

Фильтрационно-емкостные свойства рифовых зон резко ухудшаются в сторону открытого моря и в проливах между рифовыми построй-

ками. В зоне перехода к шельфовым не рифогенным отложениям такого резкого ухудшения фильтрационно-емкостных свойств не происходит.

Однако реальная картина изменения фильтрационных свойств еще сложнее. Рифы могут быть как линейными образованиями вдоль берега – барьерные рифы, так и одиночными постройками – рифовые банки. Рифогенные постройки в районе Центрально-Хорейверского поднятия представляют собой цепочки из отдельных рифогенных построек, которые разделяются заполненными плохопроницаемыми отложениями проливами.

Кроме того, в центральной и южной частях Хорейверской впадины в последние годы выявлены многочисленные одиночные рифогенные банки (Северо-Хоседаюская, Баганская), высокопроницаемые комплексы которых обрамлены депрессионными образованиями с низкими фильтрационными свойствами. Рифогенные образования установлены в отложениях силурийского, верхнедевонского, каменноугольного и пермского возраста в пределах северной части Печорского НГБ [100].

В терригенных комплексах существенные изменения фильтрационных свойств пород происходят резко. Изначально зоны с повышенными емкостными и фильтрационными характеристиками связаны главным образом с областями палеоразмывов, поясами прибрежных песчаников, вытянутых вдоль береговой линии и сменяющихся в сторону палеобассейна глинистыми алевролитами и аргиллитами, и в сводовых частях палеоподнятий.

Известны в Печорском НГБ очень узкие «шнурковые» образования песчаников древних речных русел. Очень сложное строение имеют подводные конуса выноса, которые образуются на границе мелководных и глубоководных областей. Наиболее высокие фильтрационные свойства в теле конуса имеют породы его верхних частей.

На локальных структурах тектонические процессы часто проявляются в интенсивной трещиноватости сводовых частей складок. На сводах локальных поднятий увеличение трещиноватости порой проявляется чрезвычайно резко, при этом трещинная проницаемость на коротких расстояниях может меняться на 2–3 порядка как для карбонатных, так и терригенных пород.

На процессы седиментогенной литолого-фациальной неоднородности накладываются процессы неравномерного геостатического уплотнения при погружении пород. Наибольшему уплотнению подвергаются части разреза с повышенным содержанием глинистого материала (крылья, перикли-

нали положительных структур и межструктурные пространства), а наименьшему – своды положительных палеоструктур, в разрезе которых преобладает грубозернистый материал, характеризующийся меньшим коэффициентом сжимаемости.

Все вышесказанное свидетельствует о возможности существования в пределах нефтегазоносных комплексов многочисленных литолого-фациальных границ. Кроме того, различия в литологическом составе, гранулометрии определяют степень и направление вторичных процессов преобразования осадочных пород.

Таким образом, литолого-фациальные границы проявляются во всех литологических типах пород, в том числе и в карбонатных породах, например, в зонах распространения рифогенных построек, которые имеют резкие границы, локальное распространение и характеризуются высокими емкостными и фильтрационными свойствами. Это особый тип литолого-фациальных границ, разделяющих зоны с существенно различной проницаемостью пород.

Минералого-геохимические границы. Под минералого-геохимическими границами понимаются зоны различной ориентации (горизонтальные, вертикальные и иные), в пределах которых поровое и трещинное пространство частично или полностью заполнено новоминералообразованиями. Свидетельств наличия новообразованных минералов чрезвычайно много. Существование таких границ подтверждается следующими фактами:

- соседством «сухих» и продуктивных скважин, пробуренных в узком интервале разреза в литологически однородных и одновозрастных породах и расположенных друг от друга на расстоянии первые сотни метров;
- отсутствием флюидодинамического взаимодействия между скважинами, эксплуатирующими один и тот же продуктивный горизонт;
- наличием градиента пластового давления в естественных условиях;
- снижением емкостных и фильтрационных свойств пород к кровле и подошве продуктивных горизонтов при смене литолого-минералогических разностей горных пород [52, 55, 57, 100].

Процессы новоминералообразования могут происходить только при смене термодинамических условий и при поступлении в систему флюидопорода неравновесных в этой системе растворов. Такая ситуация может возникнуть только при поступлении раствора снизу и его вертикальной миграции сквозь слоистый разрез. Поступление растворов только снизу объясняется тем, что приток по напластованию с региональных областей

питания невозможен (см. гл. 3). Это дает основание предполагать наличие широких процессов палеогидротермальной деятельности, оставившей многочисленные следы в виде новоминералообразований в осадочных отложениях отрицательных структур.

О широких процессах новоминералообразования свидетельствуют процессы зарастания стволов скважин при эксплуатации нефтегазовых месторождений.

В связи с этим формирование флюидов глубоких горизонтов слоистых систем можно представить в виде *пульсационно-флюидотермодинамической* (пульсационно-флюидогеотермодинамической) (см. гл. 13) [52], или газогеодинамической модели [4], или флюидодинамической модели [174, 175], в соответствии с которыми в периоды тектонической активности в осадочный чехол под большим давлением осуществляется внедрение газо-водяной смеси, в результате чего нарушается сложившееся до этого времени физико-химическое и термодинамическое равновесие в системе флюид–порода. Это приводит к активизации физико-химических процессов с фазовыми переходами – растворением твердой фазы или ее выпадением из растворов.

В результате процесса выпадения твердой фазы происходит залечивание порового и трещинного пространства и образование непроницаемых или весьма слабопроницаемых границ минералого-геохимического генезиса.

Процессы новоминералообразования наиболее активно протекают на геохимических барьерах, совпадающих в плане и разрезе с литолого-фациальными границами, а также с зонами, в которых наиболее интенсивно происходит снижение (релаксация) пластовых давлений и температуры. Последнее связано с тем, что снижение давлений и температур уменьшает растворимость многих компонентов подземных вод, система становится неравновесной, и создаются условия для выпадения из раствора твердой фазы.

Эти процессы реально наблюдаются при эксплуатации нефтяных месторождений, минеральных и термальных вод, что проявляется в зарастании новообразованными минералами прискважинного пространства и самих скважин. Иногда скважины выходят из строя и требуют ремонта через два-три года после начала эксплуатации. Скорости релаксации пластовых давлений и температур в реальных условиях послевнедрения подземных флюидов могут протекать более медленно, но достаточно быстро в геологическом масштабе времени.

Субвертикальная восходящая фильтрация установлена в пределах территории Печорского НГБ [100] и во всех изученных регионах (гл. 7–10).

Возможность формирования этого типа границ в Печорском НГБ подтверждаются исследованиями Т.И.Кушнаревой [121], которая в карбонатных отложениях фаменского возраста выделяет ряд трещин. «Минеральные трещины», залеченные кристаллическим кальцитом и сульфатами, секущие слоистость и имеющие ширину до 3 мм; «глинистые трещины», залеченные глинистым или глинисто-битуминозным веществом, располагающиеся параллельно слоистости и секущие «минеральные трещины»; трещины из группы «параклазов» – встречаются в зонах дизъюнктивных нарушений, «имеют значительную мощность... пересекают вмещающие породы густой сетью, к ним приурочены гидротермальные проявления и отторженцы известняков» [121, с.93]. На ряде площадей эти трещины заполнены жильным кальцитом, халцедоном, сульфидами – пиритом, сфалеритом и галенитом, а также встречены проявления флюорита и серы.

На этом основании Т.И.Кушнарёва [121] делает следующее заключение. «Сопоставление результатов различных видов исследований позволяет сделать по меньшей мере один бесспорный вывод о широкой вертикальной миграции нефти в толще осадочного чехла». При этом движение происходило по разломам, источник флюида один для каждой площади в отдельности, а движение осуществлялось «неоднократно, возможно, с перерывами». По мере движения насыщались «все полости, контактирующие с основным каналом миграции». В коллекторах при этом возникала латеральная миграция.

В работе [136] показывается, что палеогидротермальная деятельность оставила свои следы в виде «многочисленных кальциевых, халцедоновых жил, секущих известняки фаменского и турнейского возраста, с приуроченным к ним характерным комплексом сульфидных минералов (сфалерита, галенита), флюорита, серы и тектонической брекчии».

Несомненно, что процесс новоминералообразования, описанный рядом исследователей, приводит к существенному снижению емкостных и фильтрационных свойств пород и, как следствие, к формированию непроницаемых или относительно непроницаемых границ (зон различной протяженности и мощности).

Флюидодинамические границы. К ним можно отнести пьезоминимумы и пьезомаксимумы, к которым или от которых может осуществляться движение флюидов. Эти границы хорошо известны в гидрогеологии

верхних горизонтов (водоразделы и речные долины). В глубоких горизонтах это могут быть субвертикальные зоны, связанные с разломами или ослабленными зонами, по которым осуществляется движение флюидов. В плане зоны разгрузки будут связаны с пьезоминимумами. С пьезомаксимумами могут быть связаны зоны с внутренними источниками питания.

Таким образом, границы различного генезиса определяют формирование в глубоких пластовых системах осадочного чехла относительно изолированных блоков. Природа этих границ не во всех случаях поддается однозначным оценкам (приведенная типизация в значительной мере схематична и нуждается в совершенствовании, что является задачей будущих исследований).

В общем случае, наличие границ в пластовых системах и их конфигурация тесно связаны со структурным планом внутренних областей НГБ и определяются главным образом положением зон тектонических нарушений и осевых частей отрицательных структур различного порядка.

Таким образом, при всех флюидодинамических построениях любого масштаба, при региональной или локальной оценке перспектив нефтегазоносности территорий, при подсчете эксплуатационных запасов месторождений полезных ископаемых, и прежде всего УВ, при обосновании геофильтрационных моделей внутренних областей слоистых систем, при решении любых геологических задач – во всех случаях наиболее правильным будет исходить из наличия внутренних гидрогеодинамических границ блоков пластовых систем, доказывая их отсутствие для каждого конкретного случая.

Глава 13

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКИХ ФЛЮИДОВ НГБ

Из рассмотренных выше основных особенностей формирования глубоких подземных флюидов артезианских бассейнов платформ видно, что:

- отсутствует влияние периферийных частей НГБ («региональных областей питания») на формирование глубоких флюидов зоны весьма замедленного флюидообмена (см. гл. 7, 9, 10);
- флюидодинамическая обстановка в зоне весьма замедленного флюидообмена характеризуется пластово-блоковым строением (даже если нет смещения пород по разрывным нарушениям) с отсутствием или весьма ограниченной флюидодинамической взаимосвязью между собой (см. гл. 7–10);
- в глубоких горизонтах осадочного чехла платформ и впадин осуществляется преимущественно вертикальная восходящая эпизодическая в геологическом масштабе времени миграция флюидов, оставляющая следы в виде новоминералообразований и различных аномалий и формирующая резкую неоднородность фильтрационных и емкостных свойств коллекторов и разделяющих толщ;
- непостоянство химического и газового состава флюидов на относительно коротких расстояниях свидетельствует о неравновесном состоянии гидрогеодинамических систем, что доказывается наличием АВПД и резкой дифференциацией поля пластовых давлений в плане и разрезе осадочных отложений
- освобождающиеся воды, переходящие в свободную фазу при всех стадиях катагенеза, не играют значимой роли в формировании поля пластовых давлений глубоких флюидов.

Таким образом, наблюдаются парадоксальные на первый взгляд явления. С одной стороны, роль периферии платформ ограничена и проявляется лишь в узкой полосе вдоль их границ, т.е. периферийные районы не оказывают влияния на формирование глубоких вод в количественном отношении (разгрузка практически полностью осуществляется в краевой зоне) и по этой причине и в качественном (минерализация и химический состав глубоких вод). С другой – современные проявления вековой восходящей миграции флюидов в центральных частях НГБ и впадин (субаквальная разгрузка в речных долинах в виде источников, поверхностные нефтегазопроявления и другие факты) свидетельствуют о наличии внутренних источников питания в глубоко погруженных нефтегазоносных горизонтах.

С одной стороны, теоретические расчеты и многолетний опыт эксплуатации подземных флюидов в многослойных системах верхней гидродинамической зоны убеждает в том, что глинистые породы являются проницаемыми и не могут служить надежными экранами, а с другой – часто регистрируются АДП под глинистыми отложениями и внутри них. Эти факты также свидетельствуют о наличии внутренних источников питания подземных флюидов, влияние которых может проявляться на различных уровнях геологического разреза вплоть до поверхности, и крайне резкой неоднородности миграционных (фильтрационных) параметров пород во всех направлениях.

Одним из потенциальных внутренних источников питания глубоких флюидов могут быть сами породы (см. гл. 4, 5), которые на всех стадиях диагенеза и катагенеза отдают поровую и кристаллизационную воду.

Однако, как было показано, скорости элизионных процессов чрезвычайно малы и несоизмеримы со скоростями перераспределения давлений в глинистых породах и тем более в коллекторах. Сколько-нибудь значимую роль эти процессы могут играть при скоростях осадконакопления более 10^{-3} м/год и проницаемости глинистых отложений менее 10^{-7} м/сут. Примеров столь высоких скоростей осадконакопления в настоящее время немного и, следовательно, роль глинистых отложений в формировании поля пластовых давлений в подавляющем большинстве случаев невелика. К тому же, элизионными процессами нельзя объяснить сверхвысокие пластовые давления, превышающие геостатические, и неравномерность их распределения в вертикальном направлении.

Основной процесс перехода кристаллизационной воды в свободное состояние практически завершается на относительно небольших глуби-

нах и в относительно узком интервале температур (см. гл. 6). На глубинах свыше 2500 м процессы преобразования пород осадочного чехла продолжают, но процессы поступления кристаллизационной воды резко затухают. В связи с этим представляется маловероятной сколько-нибудь значительная роль свободной и кристаллизационных вод в формировании пластовых давлений глубоких флюидов.

Здесь уместно, вероятно, привести цифры о количестве кристаллизационной воды, переходящей в свободное состояние при преобразовании глинистых минералов, которая также, как считается, может являться дополнительным источником питания и формировать потоки глубоких флюидов (табл.13.1, рис.13.1).

Общее количество кристаллизационной воды, перешедшей в свободное состояние при полном преобразовании монтмориллонита в биотит с 1 м^3 породы, составляет $0,17916 \text{ м}^3$, или около 18% от общего объема глин. Если предположить, что мощность глин составляет 100 м, а площадь их распространения 1 м^2 , то общий объем свободной воды составит $17,9 \text{ м}^3$ с 1 м^2 . Это величина получена при относительно жестких услови-

Рис. 13.1. Количество кристаллизационной воды, перешедшей в свободное состояние в ряду монтмориллонит-биотит

Минералы: 1 – монтмориллонит; 2 – хлорит; 3 – гидрослюда; 4 – мусковит; 5 – биотит. Пунктирная линия – интегральный объем

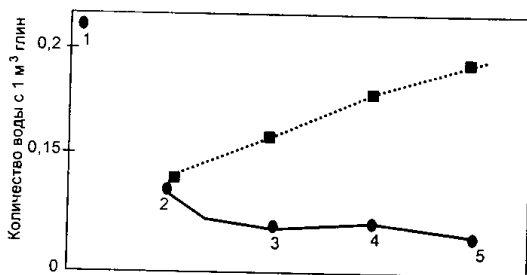


Таблица 13.1
Объемы выделения кристаллизационной воды при преобразовании глинистых минералов

| Минерал | Наиболее часто встречаемая плотность, кг/м^3 * | Среднее значение плотности, кг/м^3 * |
|----------------|---------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| монтмориллонит | 2500 | 2500 |
| хлорит | 2600–2840 | 2720 |
| гидрослюда | 2830 | 2830 |
| мусковит | 2760–3100 | 2930 |
| биотит | 3000–3120 | 3006 |

* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (М.: Недра, 1976)

ях, так как в реальных природных средах всегда существуют различные глинистые минералы в различных соотношениях между собой.

Рассчитанные десятки и сотни миллионов кубических километров элизионных вод (компрессионное уплотнение), приведенные к единице площади и времени, в большинстве случаев оказываются чрезвычайно малыми величинами, а сам процесс элизионного режима является существенно стационарным в геологическом масштабе времени.

Для примера приведем ориентировочный расчет. По данным Н.И.Зеленцовой, разгрузка глубоких вод из каменноугольных отложений в долину Волги в районе Самарской Луки, оцененная газодинамическим и гидрохимическим методами, меняется от 2 до 52 м³/сут. Если предположить, что эта разгрузка осуществляется в течение 100 лет, то общий объем разгрузки составит около 10⁶ м³. При упругой водоотдаче глубоких горизонтов не более 10⁻⁴, понижение уровня подземных флюидов в каменноугольных отложениях составит на площади в 1 км² 10 км, что больше всей мощности осадочного чехла. А таких источников на Русской платформе не один десяток, и разгружаются они не 100 лет. Если бы представилась возможность оценить всю вековую разгрузку глубоких флюидов на Русской платформе, установленную в долинах рек Волги, Камы, Белой, Печоры, Пижмы, Тосны, Волхова, Дона и других, то, несомненно, эта величина оказалась бы несоизмеримо больше объема вод, поступающих из пород при их катагенезе.

Приведенный ориентировочный расчет возможных понижений уровня при разгрузке глубоких вод показывает также, что разгрузка должна компенсироваться за счет внутренних источников питания, поскольку в действительности понижения уровня не превышают 10–20 м. Упругой емкостью эта разгрузка не может быть обеспечена. Это доказывается, в частности, анализом нарушенного режима фильтрации по более чем

таблица 13.1(окончание)

| Интервал плотности в природе, кг/м ³ * | Количество воды, перешедшей в свободное состояние с 1 м ³ глин | Интегральный объем воды, перешедшей в свободное состояние с 1 м ³ глин |
|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| 2004–2520 | | |
| 2600–3000 | 0,08088 | 0,08088 |
| 2500–3120 | 0,03887 | 0,11975 |
| 2500–3120 | 0,03413 | 0,15388 |
| 2500–3120 | 0,02528 | 0,17916 |

100 водозаборах Нечерноземной зоны России, эксплуатирующим подземные воды хозяйственно-питьевого назначения. Этот анализ показывает, что чем больше время искусственной разгрузки, тем меньше доля упругой емкости в общем водоотборе и больше доля привлекаемых запасов подземных флюидов. Спустя 5–10 лет после начала эксплуатации доля упругой емкости составляет всего 3–5% от величины водоотбора. Таким образом, сами породы не могут отдать значимого количества воды в единицу времени.

С нашей точки зрения, процессы формирования глубоких флюидов зоны весьма замедленного водообмена и прежде всего внутренние источники питания и различного рода аномалии в физических и геологических полях, можно объяснить с позиций термодинамики.

Первый закон термодинамики записывается (см. гл. 5):

$$dU = \delta Q + \delta A \text{ или } dU = \delta Q + P_{\text{вн}}dV + \delta A^*,$$

или

$$dU = CdT + P_{\text{вн}}dV + \delta A^*,$$

где: dU – изменение внутренней энергии системы, Q – количество тепла, подведенное к системе, $P_{\text{вн}}dV$ – работа против внешнего давления, δA^* – работа, совершаемая системой против других внешних сил, C – теплоемкость, T – абсолютная температура.

Для необратимых процессов (все геологические процессы необратимы) 2-й закон термодинамики записывается в виде:

$$TdS > dU + \delta A,$$

где: S – энтропия системы (функция состояния системы), дифференциал которой в элементарном обратимом процессе равен отношению бесконечно малого количества тепла, сообщенного системе, к абсолютной температуре последней. Остальные обозначения прежние. Энтропия сложной системы равна сумме энтропий всех ее однородных частей. Поскольку все реальные процессы необратимы, энтропия изолированной системы может только возрастать, достигая максимума в состоянии термодинамического равновесия системы.

Для системы, испытывающей не только внешнее давление, но которая имеет массо- и энергообмен с окружающей средой и в которой протекают физико-химические процессы и другие виды работы, первый закон термодинамики запишется:

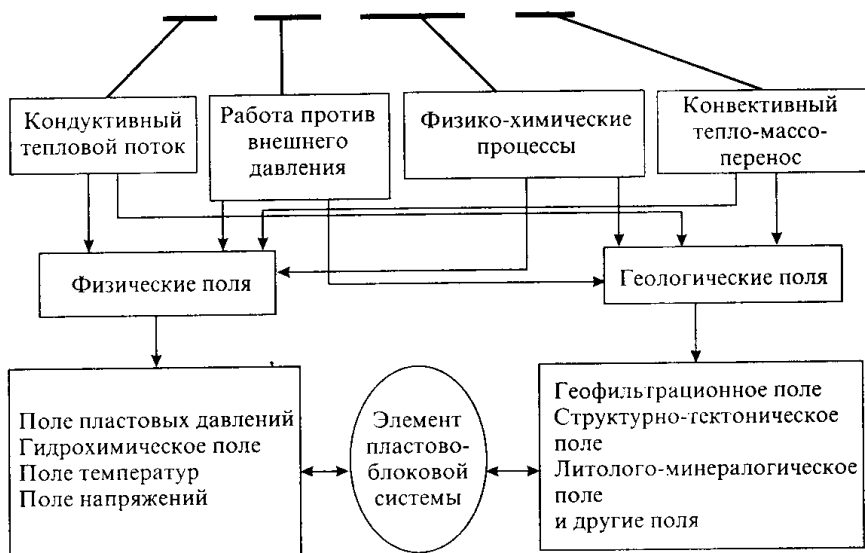
$$TdU > dQ - P_{\text{вн}} dV + \sum_{i=1}^N \mu_i dn_i \pm dW,$$

где: U – энергия системы, Q – подведенное извне тепло, $P_{\text{вн}}$ – внешнее давление, dV – изменение объема системы, μ_i – химический потенциал i -го компонента, dn_i – изменение молей i -го компонента, W – массообмен (тепло-массоперенос) системы с окружающей средой. Последние три члена неравенства описывают процессы, при которых совершается положительная или отрицательная работа системы флюид–порода.

Это уравнение является наиболее общей математической моделью, описывающей формирование и взаимодействие физических и геологических полей. Поясним его применительно к глубоким нефтегазоносным горизонтам.

Рассмотрим связь этого уравнения с формированием глубоких подземных флюидов. Эту связь можно представить в виде следующей принципиальной модели.

$$dU = dQ - P_{\text{вн}} dV + \sum_{i=1}^N \mu_i dn_i \pm dW$$



Первый член уравнения – это кондуктивные тепловые потоки, меняющие температуру в элементе пластово-блоковой системы. Второй член описывает работу системы на внешнее давление (воздействие). Третий член уравнения – это работа системы при физико-химических процессах, включая фазовые переходы в системе флюид–порода. Четвертый член уравнения описывает работу системы при массо-энергообмене с окружающей средой.

Все эти процессы формируют физические и геологические поля, которые тесно связаны между собой и не остаются постоянными в процессе геологического развития НГБ.

К физическим полям нами отнесены: поле пластовых давлений, температур, концентраций и напряжений (имеются и другие, например, гравитационное поле). К геологическим полям – геофильтрационное, литолого-минералогическое, структурно-тектоническое и другие, например границы пластово-блоковой системы.

Подчеркнем, все физические и геологические поля взаимозависимы между собой. Изменение одного из них приводит к изменению других. Например, изменение поля пластовых давлений приводит к изменению термодинамического равновесия и, как следствие, к физико-химическим процессам, протекающим с поглощением или выделением тепла (изменению поля температур), к растворению или осаждению минералов (изменению емкостных и фильтрационных свойств, формированию внутренних границ).

Очевидно, что тепловые потоки различной интенсивности (первый член уравнения) меняют термодинамическое равновесие, приводят к активизации физико-химических процессов и преобразуют барическое, гидрохимическое и температурное поля в элементе пластово-блоковой системы. Это, в свою очередь, приводит к изменению ранее существовавших геологических полей. Если интенсивность тепловых потоков не меняется во времени, то в конечном счете пластово-блоковая система придет в состояние равновесия, сформируются и новые геологические поля.

Работа пластово-блоковой системы против внешнего воздействия – тектонические напряжения (второй член уравнения термодинамики) – приводит к тем же последствиям, и прежде всего к нарушению термодинамического равновесия, далее к физико-химическим процессам (растворение или осаждение различных минералов), к переменному во времени полю пластовых давлений. Как говорилось выше (см. гл. 5), переменное во времени поле напряжений, имеющее квазипериодический характер,

наблюдается во всех регионах и фиксируется на стационарных геофизических полигонах. Именно это дает основание утверждать, что переменное во времени поле напряжений («гидрогеодеформационное поле») приводит к нестационарности термодинамических процессов и, как следствие, к переменным во времени физическим и геологическим полям.

Остановимся более подробно на последнем члене уравнения термодинамики. Тепло-массообмен элемента пластово-блоковой системы с внешней средой приводит, с нашей точки зрения, к наиболее значимым изменениям физических и геологических полей, к формированию различных аномалий (гидродинамических, гидрохимических, температурных, минералогических, палинологических и других), которые являются характерной чертой глубоких водоносных (нефтегазоносных) горизонтов и которые в большинстве случаев не могут сформироваться без поступления извне дополнительного вещества и энергии.

С нашей точки зрения, в периоды тектонической активности из глубоких частей земной коры и, возможно, верхней мантии с огромной энергией поднимается газовая смесь, которая, подобно интрузивным телам, рассекает отложения осадочного чехла и заполняет ослабленные трещинные зоны (рис. 13.2). Поднимаясь вверх по разрезу, она постепенно теряет свою энергию на совершение работы по преодолению горного давления, сил сцепления, на деформацию пород, на образование трещин гидроразрыва, на заполнение различного типа ловушек, т.е. создает флюидные интрузии (например, своды положительных структур, прилежащих к основному каналу), а также, возможно, на формирование микрорельефа поверхности земли.

В зависимости от энергии поднимающихся растворов ширина боковой миграции (флюидных интрузий) может быть различной. Но растворам легче проникать по напластованию пород, чем пластовым интрузивным телам, площадь которых достигает тысяч квадратных километров, а расстояние от вертикальных или наклонных каналов, по данным В.В. Белоусова, – десятки километров (трапповые тела в Восточной Сибири занимают площадь в десятки тысяч квадратных километров). Естественно предположить, что боковая миграция эндогенных растворов будет не меньше.

Глубина (точнее, высота от фундамента) проникновения восходящих эндогенных растворов определяется как ее начальной энергией, так и строением разреза: литологическим и минеральным составом вмещающих пород, их мощностью, характером слоистости, наличием пластичных слабо

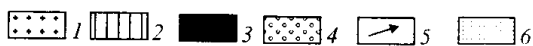
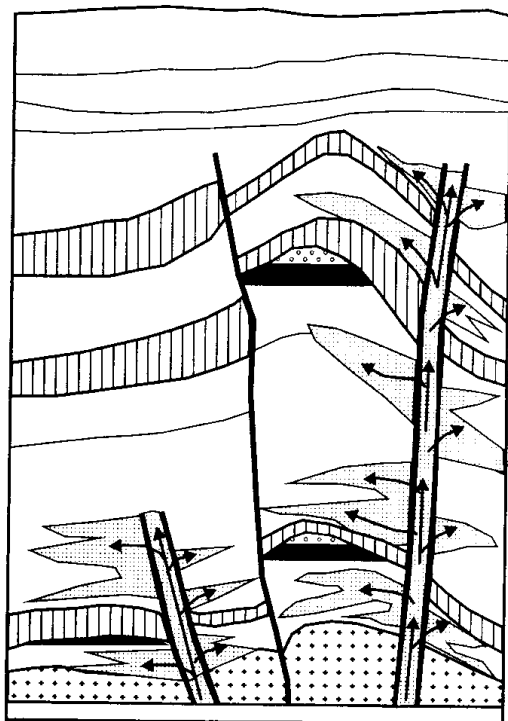


Рис. 13.2. Принципиальная модель (пульсационно-флюидогеотермодинамическая) формирования глубоких флюидов

1 – породы фундамента; 2 – слабопроницаемые породы; 3 – залежи нефти; 4 – залежи газа; 5 – направления движения флюидов; 6 – флюидные интрузии

консолированных осадков, их мощностью и положением в разрезе, величиной геостатического давления и многими другими факторами. При достаточно большой энергии газовой смеси и длительности гидротермальной деятельности или частой ее периодичности на протяжении относительно короткого в геологическом масштабе времени газоводяная смесь может изливаться на поверхность, подобно трапповым интрузиям, захватывая с собой обломки пород зоны дробления, или – на стадии затухания, подобно грязевому вулканизму. Можно провести аналогию между образованием траппов и пластовых интрузий и образованием соленос-

ных отложений вследствие пересыщенности растворов, поступающих из коры и верхней мантии.

После завершения процесса активного внедрения газоводяной смеси наступает, вероятно, период медленного и длительного постепенно затухающего поступления в осадочный чехол небольших количеств воды и газа, состав и температура которых также меняются во времени. Этот процесс сопровождается перераспределением пластовых давлений, температур и вещества в осадочном чехле во всех направлениях. Это перераспределение, как говорилось выше, в определенных условиях (при геохимической несовместимости и при переменных во времени термодинамических условиях) может приводить к залечиванию трещиноватости в связи с действием горного давления и фазовыми переходами в системе флюид–горная порода и к образованию частично или полностью гидродинамически изолированных блоков. Новые тектонические подвижки, сопровождающиеся гидротермальной деятельностью, могут изменить сложившиеся ранее геологические и физические поля, например, перераспределить пластовые давления флюидов в вертикальном и горизонтальном направлениях и создать новую картину поля пластовых давлений.

Такую модель, которая объединяет в себе тектоническую активность регионов, гидротермальную деятельность, развитие термодинамических процессов, обуславливающих фазовые переходы в упруго-деформируемой среде, которые, в свою очередь, формируют резкую неоднородность миграционных свойств вмещающих пород и непроницаемые границы (геофильтрационное поле), а также различные аномалии в физических и геологических полях, можно назвать *пульсационно-флюидотермодинамической моделью* (ранее *пульсационно-флюидогеотермодинамической*) формирования глубоких флюидов зоны весьма замедленного флюидообмена (см. рис.13.2).

Предлагаемая модель снимает многие противоречия в вопросах формирования глубоких флюидов, особенно существования различных аномалий, являющихся характерной чертой флюидодинамики глубоких горизонтов НГБ. Кроме флюидодинамических вопросов формирования подземных флюидов глубоких горизонтов, она объясняет также гидрогеохимические, газовые, температурные и другие аспекты формирования глубоких флюидов слоистых систем НГБ, включая месторождения УВ.

Естественно предположить, что поднимающаяся газоводяная смесь по отношению к растворам, содержащимся в осадочных породах, будет иной по химическому и газовому составу (поскольку эти параметры из-

меняются в вертикальном разрезе и порой весьма значительно). При их поступлении в вышележащие нефтегазоносные (водоносные) горизонты, смешении с имеющимися водными растворами в присутствии иных по литологическому или минеральному составу флюидовмещающих пород нарушается термодинамическое равновесие в системе раствор–порода. Это может создавать условия, при которых растворы (точнее, смесь различных по составу растворов) оказываются пересыщенными отдельными компонентами по отношению к вмещающим породам при существующих давлениях и температурах. Последнее приводит к фазовым переходам и выпадению из раствора тех или иных солей, росту кристаллов новообразованных минералов и полному или частичному залечиванию трещиноватости. Новоминералообразованию способствуют перераспределение давлений и снижение температур (уменьшение температуры и давления приводит, как правило, к снижению растворимости минеральных солей) инъецированных растворов. Наиболее широко процессы новоминералообразования должны развиваться на участках с пьезоминимумами, т.е. на участках естественной разгрузки подземных флюидов, характеризующихся пониженными пластовыми давлениями.

Интенсивность этих процессов при прочих равных условиях (химический и газовый состав поступающих растворов, литологический и минеральный состав вмещающих пород) определяется, видимо, скоростью снижения пластовых давлений и скоростью перераспределения температур. При этом следует добавить, что если внедрение гидротермальных растворов происходит при весьма больших давлениях, значительно превышающих давления в пласте, то этот процесс может сопровождаться гидроразрывами. Вследствие этого на тектоническую трещиноватость будет накладываться дополнительная трещиноватость за счет гидроразрывов (этим объясняется существование аномальной вторичной пористости и трещиноватости). Важным в этом случае является появление наряду с вертикальной и горизонтальной трещиноватостью возможности латеральной миграции по напластованию, особенно на границах пород с различным литолого-минералогическим составом.

Образование трещин гидроразрыва, с одной стороны, приведет к увеличению емкости и проницаемости среды, а с другой – к повышению темпов перераспределения пластовых давлений, более быстрой их релаксации и скорейшему залечиванию трещиноватости.

Процесс снижения пластовых давлений в упругодеформируемой среде будет сопровождаться также дополнительным закрытием вновь обра-

зованных трещин в результате передачи части горного давления на скелет флюидовмещающих пород (опыт эксплуатации Салымского месторождения Западно-Сибирского НГБ).

Эти два сопутствующих друг другу равнонаправленных процесса в конечном счете приводят к снижению трещиноватости, возможно, полной ее ликвидации и тем самым к «запечатыванию» отдельных частей разреза и образованию флюидодинамически изолированных блоков. В этих блоках могут сохраняться различные пластовые давления (вплоть до аномальных) даже при одинаковых начальных, что определяется комплексом вышеописанных процессов.

Высказанные положения подтверждаются опытом эксплуатации подземных флюидов, особенно при одновременном дренировании двух и более нефтегазоносных (водоносных) горизонтов, содержащих различные по химическому и газовому составу подземные флюиды. Значительные депрессии пластовых давлений в водоносных (нефтегазоносных) горизонтах, процессы смешения в эксплуатационных скважинах приводят к тому, что в них откладываются сульфаты и карбонаты кальция и другие минералы.

Процессы новоминералообразования в нарушенных условиях протекают подчас достаточно быстро. Время выхода из строя эксплуатационных скважин (полное зарастание водоподъемных труб и разводящей сети) меняется от нескольких недель до трех лет, иногда более.

Аналогичные явления наблюдаются на разрабатываемых нефтегазовых месторождениях, где выпадение гипса, кальцита, сульфатов бария и стронция и других минералов значительно усложняет эксплуатацию [25], а также на всех ТЭЦ г. Москвы, эксплуатирующих рассолы ряжского водоносного комплекса, залегающего на глубинах 1000–1300 м. Масштабы новообразования минералов в нарушенных условиях столь велики, что вызвали необходимость разработки специальных методов борьбы с солеобразованием в эксплуатационных скважинах. О масштабах проявления этих процессов можно судить также по тому факту, что для ряда месторождений Урала и Поволжья до 60% эксплуатационных скважин осложняется солеобразованием [25]. При закачке промышленных отходов в глубокие горизонты одним из основных вопросов, подлежащих изучению с целью прогноза изменения приемистости скважин в связи с возможным выпадением солей из раствора, является вопрос о геохимической совместимости закачиваемых отходов с имеющимися в коллекторах подземными флюидами и минеральными свойствами вмещающих

пород. То есть необходимо выявлять геохимические барьеры, при которых начинаются процессы новоминералообразования (условия равновесности).

Вполне логично предположить, что в естественных условиях эти процессы имеют место, но физико-химические реакции протекают значительно медленнее в связи с меньшими градиентами давлений и температур, чем в нарушенных условиях. Поэтому полное залечивание трещиноватости в естественных условиях составляет, вероятно, десятилетия и первые сотни лет.

В тектонически активных районах с проявлением частых сейсмических явлений, с непрерывными тектоническими подвижками процессы образования и залечивания трещиноватости сменяют друг друга на протяжении относительно коротких периодов времени. В более спокойных районах формирование тектонической трещиноватости и гидротермальная деятельность происходят лишь в относительно длительные периоды тектонической активности, достаточно удаленные друг от друга во времени. Залечивание же трещиноватости приводит к довольно длительному существованию относительно гидродинамически изолированных блоков в плане и разрезе осадочного чехла НГБ.

Тектонические движения с нарушением сплошности пород, проявлением гидротермальной деятельности (или низкотемпературных растворов) имеют циклический (периодический) характер, как и многие геологические процессы.

Каждые последующие тектонические движения, сопровождающиеся образованием трещиноватости, могут приводить к временной гидродинамической взаимосвязи блоков, которая затем вновь будет затухать в связи с процессами новоминералообразования, залечивания трещин и их механического сжатия. Если зона трещиноватости (ширина, степень открытости) более раннего происхождения больше, чем позднего, то гидродинамическая разобщенность может сохраниться, например, в результате того, что ширина (глубина проникновения) вновь образованных трещин может оказаться меньше ширины зоны залеченной ранее трещиноватости.

При более молодых тектонических движениях трещиноватость может образовываться как в местах с более древней, но залеченной трещиноватостью, так и в зонах, ранее не затронутых трещиноватостью. При этом в вертикальном направлении могут мигрировать флюиды, по химическому, газовому и органическому составу отличающиеся от мигрировавших ра-

нее, что приведет к образованию иных аутигенных минералов; это нередко наблюдается при детальном минералогическом изучении вмещающих пород, позволяющем выявить несколько этапов миграции. Неоднократность проявления тектонических движений, создающих предпосылки для взаимодействия этажно расположенных нефтегазоносных горизонтов, приводит к хаотической в плане, но четко выраженной вертикальной составляющей распределения новообразованных минералов осадочных толщ платформ.

Предлагаемая модель формирования емкостных и фильтрационных свойств пород не противоречит наблюдаемым явлениям и не исключает возможности существования открытой пористости и проницаемости (незалеченной трещиноватости). Для этого необходимо, чтобы в прошлые геологические эпохи и в настоящее время флюидовмещающие породы содержали или инертные к себе флюиды (нефть, газ), или недонасыщенные растворы при имеющихся (имевшихся) термобарических условиях. Кроме того, в зависимости от конкретных термобарических условий, особенностей фазовых переходов, характера открытой трещиноватости может происходить частичное зарастание трещин по длине и полное зарастание тех же трещин по ширине. Другими словами, одна и та же трещина (или система трещин) на одном участке может быть выполнена новоминералообразованиями, а в другой части остаться открытой, т.е. в данном случае имеется полная аналогия с нарушенными эксплуатацией условиями, при которых наиболее интенсивно зарастают те части технологического оборудования, где более резко падают давление и температура.

Прежде чем привести доказательства взаимосвязи осадочного чехла платформ и впадин с фундаментом и корой остановимся на следующем вопросе. Сложная картина распределения пластовых давлений на отдельных структурах (см. гл. 7–10) может быть связана, во-первых, с фильтрационной неоднородностью вмещающих пород. Известно, что при высоких фильтрационных свойствах пород пьезометрическая поверхность подземных флюидов выполаживается, а градиенты пьезометрических уровней уменьшаются. При низких фильтрационных свойствах наблюдается обратная картина. Наличие в пределах локальных структур участков с существенно различными емкостными и фильтрационными свойствами определяет при прочих равных условиях существование градиентов пластовых давлений в одном и том же горизонте на относительно небольшой площади. Во-вторых, распределение пластовых давлений во времени и пространстве связано с изменением напряженного состояния вмещаю-

щих пород, которое не учитывается в практике гидрогеодинамических расчетов.

Для глубоких горизонтов НГБ влияние напряженного состояния вмещающих пород необходимо учитывать, особенно в районах с активным тектоническим режимом. В этих районах накопление тектонических напряжений, по данным многих исследователей (Г.С.Вартаняна, Г.В.Куликова, В.П.Петренко, Б.А.Тхостова), приводит к изменению поля пластовых давлений, которое фиксируется в пределах локальных структур, флюидодинамически изолированных друг от друга. Если представить, что скорость приращения напряжений больше скорости перераспределения пластовых давлений в системе, то пока меняются напряжения пластовые давления в пространстве не будут распределены равномерно. В этом случае всегда будет существовать градиент пластовых давлений, что создает видимость местного или регионального движения подземных флюидов. На самом же деле может происходить лишь перераспределение пластовых давлений в пределах флюидодинамически изолированных частей разреза нефтегазоносных структур при постоянном накоплении и релаксации напряжений в системе флюид–порода. Например, наблюдаемые наклонные водонефтяные контакты на локальных структурах могут являться следствием указанного процесса, а не регионального или локального движения подземных флюидов.

Влияние тектонических напряжений на изменение поля пластовых давлений с учетом упруго-деформационных свойств пород описано в главе 5.

Таким образом, наблюдаемое в настоящее время распределение пластовых давлений в упругодеформируемой среде может являться следствием недавних тектонических напряжений. В этом случае фиксируется как бы мгновенный снимок процесса перераспределения пластовых давлений в системе, испытывающей тектонические напряжения различной интенсивности и знака. На рисунке 5.6 (см. гл. 5) приведено распределение пластовых давлений на один и тот же момент времени (0,01 сут) при пьезопроводности, равной 10^6 м²/сут, и нескольких мгновенных источниках тектонических напряжений, помещенных в точках 100, 250 и 400 м. Из рисунка следует, что при наличии тектонических возмущений различной интенсивности и знака (в данном случае под положительным источником понимается сжатие пород, а под отрицательным – их растяжение) можно наблюдать сложную картину распределения пластовых давлений – наличие пьезоминимумов и пьезомаксимумов, а также

градиентов, различных по абсолютному значению и направлению. По наличию градиентов можно было бы предположить движение глубоких подземных флюидов. Однако движение в этом случае отсутствует, а имеет место лишь перераспределение пластовых давлений, связанное с неравномерным сжатием или растяжением упругодеформируемого массива, неоднородного по фильтрационным, емкостным и механическим свойствам.

По данным В.П.Петренко, И.Г.Киссина, поле напряженности может влиять также на формирование химического состава подземных флюидов, что наблюдается в районах с повышенной сейсмической активностью. Переход твердого вещества в раствор, а также выпадение твердого вещества из раствора зависит от давления в системе раствор–порода. Неравномерность полей напряженности и пластовых давлений и их изменение во времени должны приводить к дифференциации гидрогеохимического поля, что и наблюдается в действительности. В главах 7–9 показаны существенные изменения отдельных компонентов химического состава и минерализации на некоторых относительно небольших площадях, это может быть связано с неравномерностью поля пластовых давлений и поля напряженности. Аналогичное (неравномерное) распределение микро- и макрокомпонентов, а также минерализации подземных флюидов наблюдается на других структурах Западной Сибири, Средней Азии, Предкавказья, Ферганской и Куринской впадин. Не исключено, что это является общей закономерностью гидрогеохимического поля глубоких горизонтов НГБ, меж- и внутригорных впадин.

Приведем примеры, указывающие на то, что фундамент является связующим звеном между осадочным чехлом, корой и, возможно, верхней мантией.

Последние обобщения по нефтегазоносности и гидротермальной деятельности в породах фундамента приведены в работах [15, 24, 56, 111, 114].

В Ферганской впадине, в районе Нарынской моноклинали, установлен приток углеводородных и углекислых газов, а также высокоминерализованных вод из юрских отложений, отделенных от фундамента пятиметровым слоем глин. В вышележащих меловых и палеогеновых отложениях фиксируются гидродинамические и гидрохимические аномалии. В работе [179] отмечено, что вертикальная миграция настолько интенсивна, что даже в верхней зоне активного разрушения залежей продолжает иметь место сохранение и пополнение УВ. На площади Майми-Су

непосредственно устанавливается формирование современной нефтяной залежи в VIII пласте палеогеновых отложений из водно-нефтяной смеси, мигрирующей по разломам фундамента и образующей локальную положительную аномалию пластовых давлений в этом горизонте.

На Балтийском кристаллическом щите в районах, удаленных от осадочного чехла платформы на сотни километров, обнаружены минерализованные воды и рассолы. Они приурочены к зонам разломов и содержатся в перидотитах и пироксенитах архея и протерозоя. На руднике Сонча минерализация вод достигает 52 г/дм^3 . Содержание брома и йода составляет, соответственно, 288 и 73 мг/дм^3 . В растворенном газе (в %): метан – 60,35, азот – 31,87, гелий – 3,8, тяжелые углеводороды – 2,32, аргон – 1,84. Рассолы известны также в Ловозерском массиве. По данным В.Д.Безродного, в скважине 1886 в интервале 900–1600 м промысловая жидкость была обогащена (в %): гелием – до 3,5 водородом – 24,8 и метаном – до 81,5. Эта зона приурочена к радиальным субвертикальным разломам и участкам тектонического дробления пород вдоль субпластовых сбросо-надвигов. На глубине 1200 м минерализация подземных вод составила 51 г/дм^3 . По составу воды хлоридные кальциево-натриевые. Содержание микрокомпонентов в них (мг/дм^3): Sr – 1150, Br – 272, I – 8, B – 4, K – 60, Rb – 0,15. В составе газа: метана – 63,3%, водорода – 20%, а остальные газы – это тяжелые углеводороды. С увеличением глубины возрастает содержание мышьяка, марганца и алюминия.

В сверхглубокой скважине Кольского п-ва в интервалах глубин 4565–4925 м и 6170–7620 м вскрыты водонасыщенные сильно рассланцованные метаморфические породы среднего протерозоя и гранитогнейсы архея.

При проходке этих интервалов концентрация хлора возросла в 10–40 раз, а глинистый раствор приобретал аномальный состав (минерализация – $6,8 \text{ г/дм}^3$, хлор – 82 экв-%, гидрокарбонаты – 13 экв-%, натрий – 99 экв-%). В этих зонах обнаружены новообразования высоководных минералов – каолинита и хлорита, формирующихся в присутствии высокотемпературных растворов хлоридного состава. По расчетам В.Д.Безродного, во время нижнепалеозойского вулканизма в пределах изученных глубин Ловозерского массива из верхней мантии внесено более $6 \cdot 10^{11}$ тонн вещества. Из них на долю хлора приходится 0,3%, а воды – 0,8%. При этом концентрация мигрировавших и участвовавших в новообразованиях растворов приближалась к пределу насыщения по NaCl.

В пределах Татарского свода скважина, заложенная на фундаменте, расположена в тектонически активной зоне. Вскрытые породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, особенно в нижней и средней частях разреза (верхняя, вероятно, частично или полностью залечена, так как очевидна смена литолого-минерального состава пород на границе фундамент–осадочный чехол). Трещиноватость в этих зонах настолько велика, что в ряде случаев не удавалось поднять керн. В некоторых интервалах отмечены газопроявления, интенсивность которых возрастала с глубиной более чем в 100 раз по сравнению с фоновой с одновременным увеличением в составе газа метана. В ряде образцов обнаружен легкий маслянистый битум. Микротрещины полностью или частично залечены битуминозным веществом. В интервале глубин 4140–4401 м и 4876–5006 м зарегистрированы значительные притоки воды, содержащей газ. Пластовые давления превышали гидростатические. В интервале опробования 4073–5099 м дебит флюида составил 120 м³/сут. Минерализация воды составила 282,9 г/дм³, из них на долю кальция приходится 90 г/дм³. Среди микрокомпонентов: йод – 83 мг/дм³, бром – 1,9 г/дм³. В составе газа присутствуют метан, летучие компоненты вулканического процесса (15–17%) и тяжелые углеводороды (5%). Породы фундамента подвергнуты интенсивной метасоматической калиево-натриевой переработке.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины с глубины 200 м ниже кровли фундамента получен приток газированной воды. В базальных конгломератах Паннонской впадины вскрыта нефтегазоносная залежь с АВПД. Там же на глубине 100 м от поверхности фундамента вскрыты сверхнапорные флюиды (месторождение Алдые). На оз. Маракаибо в магматических породах и известняках фундамента установлены нефтегазопроявления [3].

В Западно-Сибирском НГБ среди месторождений с АВПД имеются месторождения, где АВПД установлены на границе фундамент–осадочный чехол (Фестивальное, Урманское), что свидетельствует о связи осадочного чехла с фундаментом.

В Припятской впадине в 160 скважинах, вскрывших фундамент до глубины 100 м, распространены сульфатные воды с минерализацией 1,5–2,0 г/дм³; на глубинах 200–400 м – хлоридные кальциевые и хлоридные натриевые воды с минерализацией уже более 100 г/дм³. В гранитогнейсах Канадского кристаллического щита большим числом скважин на глубинах 500–600 м вскрыты подземные воды, минерализация которых составляет 25–40 г/дм³, а на глубине 1000 м – более 100 г/дм³. Эти факты Г.В.Бо-

гомолов и Ю.Г.Богомоллов объясняют выжиманием избыточных объемов рассолов из впадин в соседние кристаллические массивы. Выше было показано, что для совершения наименьшей работы по преодолению фильтрационных сопротивлений подземным флюидам энергетически выгоднее двигаться вверх на расстояние в первые километры, чем по напластованию на расстояния в десятки и сотни километров, что подтверждается исследованиями путей миграции УВ. Кроме того, точка зрения о выжимании избыточных объемов флюидов из впадин не подтверждается палинологическими исследованиями и не объясняет промышленных скоплений нефти и газа на глубинах до 1000 м в породах фундамента (месторождение Тотума). Не объясняется элизионными процессами наличие рассолов, водорода и газов в глубинных разломах и их скопление под непроницаемыми или слабопроницаемыми горизонтальными границами с частично или полностью залеченной трещиноватостью на гидрогеохимических барьерах.

В южной части Сибирской платформы площадь проявления киновари, галенита, пирита и других минералов гидротермального происхождения значительно больше площади распространения траппов. Гидротермальным оруденением охвачен весь разрез осадочного чехла вплоть до четвертичных отложений. Это свидетельствует о том, что последний этап гидротермальной деятельности происходил после накопления четвертичных отложений, т.е. совсем недавно. Изучение гидротермальной деятельности на древних платформах позволило А.А.Дзюбе сделать обоснованный и труднооспоримый вывод о значительной роли гидротермальных растворов. По его мнению, гидротермы мобилизуются, по-видимому, из пород, находящихся в расплавленном состоянии, а летучие компоненты вулканического происхождения выделяются преимущественно из магмы, а не формируются в результате простого захвата морских и инфильтрационных вод в приповерхностной зоне.

В пределах Сибирской платформы в аномальных зонах, связанных с разломами, интенсивное битумопроявление фиксируется по всему разрезу от подошвы осадочного чехла, где отмечаются максимальные скопления битумов. В этом случае очевиден источник поступления вещества в осадочный чехол.

По данным В.А.Кротовой [114], современные проявления гидротерм установлены и в морских акваториях. Во впадинах Красного моря с глубиной увеличиваются плотность, соленость и температура. Так, температура в приповерхностном слое составляет 21 °С, на глубине 2200 м – 56 °С,

а в донных слоях – 61°C. Минерализация воды в придонных слоях – 310 г/дм³.

В горных странах (Кавказ, Карпаты, Памир, Тянь-Шань) не вызывает сомнения связь минеральных и термальных вод со специфическими компонентами явно эндогенного происхождения с влиянием гидротерм корового и подкорового происхождения. Если исходить из единства процессов развития Земли, то следует признать, что эти процессы могут протекать и на платформах, но последствия их деятельности скрыты мощными толщами осадочных отложений. Однако они оставляют следы в виде различного рода аномалий (гидродинамических, гидрохимических, геотемпературных, газовых) и в виде широко развитого вторичного минералообразования, эти проявления затухают вверх по разрезу и однозначно коррелируются с глубинными разломами.

В связи с приведенным далеко не полным перечнем фактов, касающихся гидрогеологических особенностей фундамента, видимо, не следует отрицать или принижать роль фундамента, коры и верхней мантии в формировании глубоких подземных флюидов.

Предлагаемая *пульсационно-флюидотермодинамическая модель* является развитием уже существующих представлений. Как говорилось выше (см. гл. 5), К.А.Аникиев [4] предлагает убедительную *газо-геодинамическую модель* (в его терминологии, теорию) формирования сверхвысоких пластовых давлений.

П.П.Иванчук [72] зарегистрировал открытие «явления гидровулканизма в осадочном чехле земной коры». По его мнению, для возникновения гидровулканизма, т.е. вертикального движения подземных флюидов, необходимо два условия: 1) «запечатывание» отжимающихся поровых растворов из уплотняющихся, главным образом глинистых толщ; 2) наличие условий для вертикального прорыва накопившейся энергии при усилении тектонических движений. Единственный источник питания – выжимание дополнительных объемов жидкости из глинистых отложений. По разломам движется песчаная пульпа, захватывающая по пути своего движения брекчии обломочных пород. Им приводятся примеры гидровулканизма в центральных Каракумах, на юге Швеции, в Азербайджане, Непале, Калифорнии, Японии, Тимано-Печоре, южном Дагестане и других районах. В частности, в пределах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции следы гидровулканизма в виде новоминералообразований (кальцит, халцедон, сульфиды, флюорит, сера) обнаружены в пределах Вуктыльского газоконденсатного месторождения и в пределах За-

падно-Сопляской структуры. В пределах Гаурдакского месторождения среди новоминералообразований обнаружена сера, кальцит и гипс [72].

Как было показано выше, элизионные процессы стационарны в геологическом масштабе времени и не могут привести к созданию АВПД, а тем более являться причиной «гидровулканизма». Объяснение наблюдаемых фактов теорией гидровулканизма в осадочном чехле платформ не выдерживает элементарной критики, а пульсационно-флюидогеотермодинамическая – объясняет факты, приводимые в работе П.П.Иванчука.

Имеется большое количество известных примеров внедрения в осадочные отложения платформ значительно более вязких магматических тел. В этих случаях не вызывает сомнений реальность и возможность внедрения магмы и образования самых различных по форме и составу геологических тел с внедрением как по напластованию (пластовые интрузии), так и вкрест напластования пород (лакколиты и т.п.). Не вызывает также сомнений источник поступления вещества. Когда же речь заходит о коре и верхней мантии как источниках периодического поступления вещества в осадочный чехол платформ по глубинным разломам газо-водяной смеси, то это вызывает активную критику или роль этих процессов принижается, так как считается, что платформы закончили определенный этап своего развития и активная тектоническая жизнь их закончилась. Однако если исходить из единства процессов развития Земли, то нельзя отрицать геодинамическую активность нижних частей разреза осадочных толщ НГБ, что подтверждается наблюдениями на стационарных геофизических полигонах.

Идея о роли мантии в формировании глубоких подземных флюидов высказывалась А.П.Виноградовым, В.Ф.Дерпогольцем, Л.Н.Капченко, В.А.Сулиным, В.А.Кротовой, П.Н.Кропоткиным. Она предполагалась для условий Восточно-Предкавказского нефтегазоносного бассейна И.Г.Киссиным, К.А.Аникиевым и другими исследователями.

Таким образом, *пульсационно-флюидотермодинамическая модель* объясняет: наличие внутренних источников питания; пластово-блоковое строение глубоких частей разреза и его вырождение вверх по разрезу; резкую неоднородность емкостных и фильтрационных свойств пород на больших глубинах; аномалии физических и геологических полей.

Глава 14

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕФТИ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УВ

Обосновывая вышеизложенную модель формирования глубоких флюидов в нижних и средних частях разреза платформ, меж- и внутригорных впадин, нельзя не рассмотреть проблемы формирования месторождений УВ в слоистых системах осадочных отложений в свете принципиальных выводов, полученных при анализе гидрогеодинамики глубоких горизонтов НГБ.

За более чем столетнюю историю поисков, разведки и эксплуатации месторождений углеводородов, несмотря на тысячи научных публикаций в виде статей и монографий, а также производственных отчетов, единой теории происхождения залежей нефти и газа не разработано.

Поэтому преждевременно называть теорией ту или иную концепцию (взгляды) о происхождении нефти и формировании месторождений УВ. Любая теория должна не только объяснять всю совокупность фактов, наблюдаемых на природных объектах, но и являться основой прогнозирования с высокой степенью достоверности перспектив нефтегазоносности и поисков промышленных месторождений УВ в том или ином регионе. Пока ни одна «теория» и их модификации этого сделать не в состоянии. Поэтому в настоящее время следует говорить лишь о концепциях, или гипотезах происхождения нефти.

Актуальность решения этой проблемы очевидна. От ее решения зависит эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ, основанных на прогнозах перспектив нефтегазоносности как по площади, так и в разрезе, которые, в свою очередь, базируются на теоретических

основах той или другой гипотезы происхождения нефти и газа. Особенно актуальна эта проблема в настоящее время, так как, во-первых, виден предел разведанных запасов месторождений УВ, а во-вторых, непрерывно увеличиваются глубины разведочных и эксплуатационных скважин, что существенно увеличивает затраты на бурение.

Как говорилось во введении, подход к проблеме происхождения нефти и формированию месторождений УВ нами осуществлен исключительно с гидрогеологических позиций.

В главе рассмотрены лишь те проблемы гидрогеологии, которые имеют непосредственное отношение к формированию месторождений УВ, поскольку, по всеобщему мнению, именно подземные воды переносят растворенные и свободные УВ, формируют и разрушают их скопления.

14.1. Гидрогеологические аспекты происхождения нефти и формирования месторождений УВ

В предыдущих главах, освещающих результаты многолетних исследований, посвященных региональным проблемам гидрогеологии, количественно (аналитическими расчетами, моделированием конкретных природных объектов и моделированием в факторно-диапазонной постановке реальных природных процессов) получены выводы, имеющие непосредственное отношение к проблеме происхождения нефти и формирования месторождений УВ. Эти выводы сводятся к следующему:

I. Классические представления о региональных потоках в НГБ, базирующиеся на гидравлических принципах и признающие: а) значимую роль горно-складчатых сооружений и периферии в формировании глубоких флюидов; б) возможность передачи пластовых давлений на значительные расстояния и глубины; в) наличие гидродинамической взаимосвязи в пределах отдельных нефтегазоносных комплексов; г) существование региональных потоков подземных флюидов находится в противоречии с наблюдаемыми в настоящее время фактами и требует пересмотра.

Региональные потоки в глубоких горизонтах НГБ в принципе существовать не могут. Подземный поток, сформированный в периферийных частях НГБ, разгружается в непосредственной близости от региональных областей инфильтрационного питания в основном путем восходящей рассредоточенной разгрузки через слабопроницаемые породы или

локально под речными долинами и по ослабленным зонам тектонических нарушений. Это хорошо видно из рисунков, приведенных в главах 7–10, отражающих изменение пластовых давлений и градиентов подземных флюидов по напластованию пород от периферии НГБ в направлении погружения нефтегазоносных комплексов.

Массоперенос в глубоких горизонтах осадочных толщ отрицательных структур формируется не в связи с краевыми зонами НГБ, а под влиянием эндогенных факторов.

При отсутствии региональных латеральных потоков, обеспеченных инфильтрационным питанием, и при наличии аномалий в физических полях неизбежно возникает вопрос об источниках питания глубоких флюидов за пределами краевых зон НГБ. Таким источником питания может быть только нижняя граница – кора и верхняя мантия опосредованно через фундамент. Внутренние области питания не региональные, а локальные – глубинные разломы, их пересечения и т.п. Вышесказанное позволило обосновать геолого-энергетическую «пульсационно-флюидотермодинамическую» модель формирования глубоких флюидов (см. гл. 13) и на ее основе с гидрогеологических позиций вплотную подойти к частичному решению проблемы происхождения нефти и формирования месторождений УВ.

II. В нефтегазовой гидрогеологии большое внимание уделяется элизионным процессам, которые играют существенную роль в формировании поля пластовых давлений и являются поставщиком в коллекторы продуктов переработки захороненного органического вещества (ОВ) (фоссилизованное ОВ) – исходного материала для образования УВ.

По мнению авторов настоящей работы, основанному на аналитических расчетах и моделировании процессов уплотнения пород с использованием уравнений фильтрационной консолидации при различных скоростях осадконакопления (приращения горного давления) и погружения, при различных значениях коэффициентов уплотнения и проницаемости доказана невозможность формирования аномально высоких поровых давлений внутри уплотняющихся пород. Процессы компрессионного (элизионного) преобразования глинистых пород (включая воду, содержащуюся в кристаллической решетке глинистых минералов и переходящую в свободное состояние при их преобразовании) не могут играть существенной роли в формировании регионального поля пластовых давлений. Десятки и сотни миллионов кубических километров элизионных (компрессионное уплотнение) и кристаллизационных вод (такие цифры приводятся в многочисленной литературе), приведенные к единице площади и к едини-

це времени, в подавляющем большинстве случаев оказываются чрезвычайно малыми величинами, а сам процесс элизионного режима (включая дегидратацию глинистых минералов) является существенно стационарным в геологическом масштабе времени, так как скорости релаксации поровых давлений (по результатам моделирования) значительно больше скоростей приращения горного давления и скоростей прогибания НГБ. В открытой системе эти процессы не могут приводить к проявлению аномалий в поле пластовых давлений. Сколько-нибудь значительная их роль может проявиться лишь в идеальных условиях изоляции. Оценка роли элизионных процессов в формировании поля пластовых давлений на примерах Западно-Сибирского и Восточно-Предкавказского НГБ, содержащих в разрезе глинистые отложения мощностью до 1000 м и более, подтвердили выводы об отсутствии влияния элизионных процессов на формирование поля пластовых давлений (см. гл. 4, 7, 9).

III. Нефтегазоносные горизонты представляют собой *пластово-блоковую систему с отсутствием или весьма слабой гидродинамической связью между блоками во всех направлениях*. Такая ситуация формируется в результате совокупного действия многих процессов, прежде всего геодинамики и физико-химических процессов в системе флюид–порода. Важную роль в формировании слоисто-блокового строения разреза играют процессы катагенеза. Так, в работе [80] указывается, что за счет миграционных процессов формирование залежей с последующей их эволюцией приводит к прогрессивным катагенетическим преобразованиям и наложенным явлениям, в результате чего формируются «аседиментационные линзы», которые являются продуктом вторичных структурно-минеральных ассоциаций (см. также гл. 6).

Пластово-блоковое строение является неотъемлемой особенностью нефтегазоносных горизонтов, т.е. общей закономерностью. Меняется лишь масштаб неоднородности. Размеры блоков в плане могут меняться от десятков и сотен метров в тектонически активных районах (области сочленения платформ с горным обрамлением, краевые прогибы, внутриплатформенные авлакогены, современные геосинклинали и т.п.) до первых десятков километров в районах со спокойными тектоническими условиями. Вверх по разрезу размеры блоков увеличиваются и в верхних частях разреза исчезают полностью и восстанавливается флюидодинамическая взаимосвязь отдельных (стратиграфических) элементов разреза.

Граница восстановления флюидодинамического единства всех элементов геологического разреза располагается в подавляющем большин-

стве случаев выше границы распространения нефтяных и газовых месторождений.

Пластово-блоковое строение глубоких частей НГБ, наличие границ между блоками в настоящее время подтверждается многими исследователями, изучающими опыт эксплуатации месторождений УВ, коллекторские свойства пород. Приведем лишь некоторые примеры.

Для Днепровско-Донецкой впадины [183] установлена сложная структура барического и температурного полей, вертикальная многоярусная зональность, обусловленная волновыми колебательными движениями. «Последняя особенность формирует систему горизонтальных проницаемых барических зон ... и создает новую генетическую ветвь ловушек геотермобарического типа. Мозаичная картина аномалий пластовых давлений прослеживается по всей впадине независимо от возраста пород, образуя линзовидные аномалии высоких и низких пластовых давлений». Впадина разбита на мелкие геогидродинамические системы, т.е. блоковое строение отдельных систем разреза в пределах термодегидрационных систем, по терминологии автора.

На стадии эксплуатации и детальной разведки часто не подтверждаются изначальные представления о строении месторождений УВ, которые, как правило, оказываются значительно сложнее обоснованных первоначально [173].

Для ряда месторождений УВ Западной Сибири (Новопокурское, Выинтойское, Кустовское) это подтверждается следующим.

Новопокурское месторождение. Ряд скважин, пробуренных на верхнеюрские отложения ($Ю_1$) в предполагаемой нефтяной части, оказались водонефтяными или дающими воду. Вместе с тем скважины, расположенные за пределами контура залежи, дали нефть. В процессе эксплуатации ряд скважин реагирует на нагнетание увеличением дебита, а ряд скважин не отзывается на дополнительное возмущение в пласте. Все эксплуатационные скважины расположены вокруг нагнетательной, т.е. очевидна различная реакция эксплуатационных скважин на нагнетательную. В некоторых скважинах отмечено несоответствие в распределении нефти и воды по вертикали, подземные воды расположены выше нефти в пределах одного месторождения. Это привело к необходимости более подробно стратиграфического разбиения ($Ю_1^1$, $Ю_1^2$ и т.д.) на отдельные блоки, разделенные водоупорами, каковыми могут быть, по мнению авторов [173], тектонические нарушения – малоамплитудные или безамплитудные. Также в работе показана «высокая плотность сети» малоамплитудных и бе-

замплитудных нарушений. На Новопокурском месторождении выделены и прослежены более 30 нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, существенно осложняющих, казалось бы, единую нефтяную залежь. В результате в пласте Ю₁ выделено 9 залежей и 6 перспективных объектов.

Выинтойское месторождение. Три скважины, пробуренные в 500 м от скважины, вскрывшей многопластовые залежи и дающей высокие дебиты нефти, оказались обводненными по пласту БВ₄, или практически сухими по пласту Ю₁. Скважина 290, пробуренная в центре месторождения, оказалась сухой по пласту Ю₁. На месторождении также не подтвердилась теория антиклинального строения залежи. В пределах месторождения в пласте Ю₁ выделено 6 залежей и 6 перспективных объектов. При этом 5 залежей являются тектонически экранированными.

Кустовское месторождение. Здесь проявилось быстрое обводнение эксплуатационных скважин по пласту БС₄. Обводнение 75% скважин произошло в течение года, при этом содержание воды превышало 50%. Также выявлена различная реакция эксплуатационных скважин на нагнетательные. Экранирование в этом случае достигается не контактом проницаемых и непроницаемых пород (нарушения со смещением), а за счет процессов пластической деформации, катаклаза, карбонатизации, озокеритизации, “затекания” пластических пород в ослабленные зоны. Ширина этих зон достигает десятков и первых сотен метров [173]. Зоны прослеживаются снизу вверх, создавая блоковую структуру разреза. Подобные дислокации испытывали многократное обновление.

Эти дислокации «могли быть как каналами миграции, так и флюидопорами» в различное геологическое время. То, что эти зоны могли быть каналами миграции, подтверждается геохимическими свойствами нефтей.

На *Восточно-Перевальном месторождении* нефти залежи разделены 400-метровой толщей глин и имеют сходный состав [173, 193]. В настоящее время наблюдаются скачки водонефтяного контакта (ВНК) до 15 м на расстоянии 2–4 км, т.е. в прошлое геологическое время этот канал был проницаем, а в настоящее – непроницаем. В керне и шлифах наблюдаются: трещиноватость, катаклаз, зеркала скольжения, проявления вулканизма. Таким образом, представлявшиеся едиными нефтяные залежи оказываются разобщенными на отдельные блоки. Принятые в проекте запасы Восточно-Перевального и Восточно-Олейнинского месторождений не подтвердились в процессе 3–5-летней эксплуатации, что потребовало

дополнительного изучения геологического строения и нефтеносности этих месторождений [88]. В результате детального изучения удалось установить различия структурных планов нижних (J_3-K_1) и верхних (K_2-KZ) частей осадочного чехла, а также то, что формирование залежей УВ – вторичное и обусловлено притоком снизу УВ из полейозойских отложений.

Пластово-блоковое строение нефтяных месторождений подтверждается по многим регионам-Припятской впадине, Предкавказью, Астраханскому региону и др.

Таким образом, в работах [52, 55, 57] доказывается несостоятельность инфильтрационной и элизионной теорий формирования глубоких флюидов нефтегазоносных горизонтов и предлагается гипотеза пластово-блокового их строения с питанием на нижней границе и дополнительными внутренними источниками. Этот вывод подтверждается исследованиями последних лет, и как бы разные исследователи ни называли подобное строение (ячеистое, зонально-блоковое, линзовидное, блоковое, аседиментационные линзы), суть от этого не меняется: пластово-блоковое строение исключает возможность латеральной миграции на сколько-нибудь значительные расстояния и тем самым исключает возможность переноса рассеянных УВ и формирование их скоплений, особенно средних и крупных.

14.2. Существующие гипотезы (теории) происхождения нефти

Более 150 лет осуществляется промышленная добыча нефти и газа. Тем не менее до сих пор единое мнение по вопросам генезиса нефти отсутствует. Проблема происхождения нефти и газа, как проблема генезиса любого полезного ископаемого, сложна из-за многофакторности причинно-следственных связей и явлений, существующих в природе. В настоящее время практически существуют две основные теории: органическая (осадочно-миграционная гипотеза и др.) и неорганическая (минеральная, эманационная гипотезы и т.д.). Наряду с давно существующими осадочно-миграционной и абиогенной гипотезами происхождения нефти и газа в последние годы по этой проблеме опубликовано несколько новых представлений, претендующих на роль обобщающих теорий нафтидогенеза: флюидодинамическая (Б.А.Соколов и др.); геосинергическая (А.Е.Лукин); осадочно-неорганическая (И.И.Чебаненко, Н.И.Евдошук и др.); осадоч-

но-флюидодинамическая (Б.П.Кабышев, Ю.Б. Кабышев) и др. В этой главе мы рассмотрим только две основные: осадочно-миграционную и минеральную (неорганическую). Другие гипотезы рассмотрены в [57].

Осадочно-миграционная гипотеза

Осадочно-миграционная гипотеза происхождения нефти впервые появилась в США и получила широкое распространение на территории бывшего СССР. В силу своей простоты она пользовалась и пользуется широкой популярностью как в научной среде, так у большинства геологов-практиков во всем мире [68]. Глубоко и детально она получила развитие в многочисленных работах Н.Б.Вассоевича [22], по праву считающегося основоположником эволюционно-генетического направления в нефтегазовой геологии, а также в работах его учеников и последователей.

В основе органической теории лежат представления о том, что захороненное вместе с осадками органическое вещество (ОВ), которое на протяжении длительной истории геологического развития проходит все стадии диагенеза и катагенеза, в результате абиогенного синтеза превращается в нефть. Под нефтью понимаются выделившиеся в отдельную фазу наиболее стойкие жидкие гидрофобные продукты обычного процесса фоссилизации ОВ, захороненного в субаквальных отложениях.

Аргументы в пользу осадочно-миграционной гипотезы происхождения нефти приводят следующие:

1. Все осадочные породы, от рифейских до современных, содержат углеродистое биоорганическое вещество, среднее содержание которого в пределах континентов составляет в пересчете на $C_{орг}$ 12–15 кг на 1 м^3 породы. Рассеянное углистое вещество по своему составу близко к керогену горючих сланцев и углям. Для осадочных пород характерно преобладание сапропелевого или гумусо-сапропелевого ОВ. Во всех случаях определенную часть органики составляют битумоиды – углеродистые соединения, растворяющиеся в органических растворителях типа CCl_4 , $CHCl_3$, CS_2 , C_6H_6 и др. В их состав входит масляная и смолисто-асфальтовая части. Среднее содержание УВ, по данным Н.Б.Вассоевича, составляет в осадочных породах 250–300 г/м³. Присутствие битумоидов считается проявлением одного из законов фоссилизации живого вещества в пределах биосферы, в которой осуществляются седиментация осадков во всех без исключения водоемах. ОВ находится во всех типах осадков: в

глинах органического углерода в два раза больше, чем в алевритах, а в алевритах – в среднем в два раза больше, чем в песках. Таким образом, «нефть – детище литогенеза» (Н.Б. Вассоевич 1982 г., с. 14). Это положение объединяет всех сторонников биогенной теории происхождения нефти. «Присутствие биомаркеров в углеводородах – экстрактах древнейших архейских пород и рудах спрединговых зон океана, является доказательством того, что процессы миграции УВ имели место на нашей планете с момента возникновения жизни» [14].

2. Наличие зависимости между количеством и типом битумоидов и составом УВ, с одной стороны, и нерастворимой его частью в породах – с другой стороны, установлено многочисленными исследованиями в нашей стране и за рубежом. Это, по мнению сторонников органической гипотезы, происхождение нефти не оставляет никаких сомнений в том, что в осадочных породах существует свой автохтонный битумоид с присущими только ему УВ, составляющими основу микронефти. В битумоидах и в нефтях главную роль играет углерод, но присутствуют также водород, кислород, азот, сера и нередко металлы, в частности никель и ванадий.

3. Микронефть, могущая иметь несколько этапов генерации – это наиболее восстановленная, наиболее миграционная и нейтральная часть автохтонных битумоидов (в основном их масляной фракции), состоящая преимущественно из смеси УВ и растворенных в ней низкомолекулярных смол (определение Н.Б. Вассоевича). Установлены стадии и этапы литогенеза, каждой из которых свойственны свои генерации УВ и свои пред-УВ. С одним из этапов, который протекает при мощности перекрывающих отложений 2–4 км и при температурах 80–150°C, связана главная фаза нефтеобразования. В течение этой стадии значительно активизируются процессы формирования микронефти и увеличивается ее содержание, осуществляются процессы десорбции микронефти, ее отрыв от материнской органики. Иногда микронефть выделяется в отдельную фазу и образует уже собственно нефть, которая классифицируется как аллохтонный битумоид. Породы, в которых протекают эти процессы, называются нефтематеринскими, или нефтепроизводящими. В качестве доказательства возможности этого процесса в природе приводятся результаты моделирования процессов термолитиза сапропелевого вещества, горючих сланцев, бурых углей, битуминозных глин и др., при нагревании которых получали битумоиды. При этом время нагрева имеет существенное значение, т.е. при образовании микронефти – чем длительнее температурное воздей-

ствие, тем ниже порог критической температуры главной фазы нефтеобразования, требуемой для созревания микронефти. Микронефть и нефть являются звеньями одной цепи. Микронефти в десятки раз больше, чем всех запасов нефтей. По мнению Н.Б.Вассоевича, «нельзя, будучи объективным, оставлять без ответа вопрос о возможных соотношениях микро- и макронефти, т.е. рассеянных и концентрированных форм нахождения в природе нефтяных углеводородов и их спутников».

4. Сходство химических соединений в битумоидах, микронефти и нефти (по данным хроматографических и спектральных анализов, а также экстрагирования).

5. Серьезным аргументом в пользу органического происхождения нефти является нахождение в ее составе молекулярных структур, свойственных тканям живым организмов: растениям и животным. Причем содержание некоторых из них (пристан, фитан и др.) в нефтях достаточно велико.

6. Вопрос о начальной миграции нефти из нефтематеринских пород и поступлении ее в коллектор был решен после установления того факта, что растворение битумоидов и микронефти осуществляется сжатыми газами CO_2 , CH_4 и его гомологами, а также водами различной солености. Опыты проводились в термодинамических условиях, близких к пластовым. Растворение и вынос микронефти осуществлялись как в раздробленных образцах, так и в керне пород. При этом одним из аргументов возможности миграции из глин считается то обстоятельство, что в глинистых породах поровое давление выше гидростатического, а иногда приближается к геостатическому (последнее утверждение голословно, не подтверждается никакими расчетами и в принципе неверно – см. выше). Это, с одной стороны, создает условия для миграции микронефти в смежные коллекторы, а с другой – препятствует поступлению abiогенной нефти, в соответствии с теорией ее неорганического происхождения, т.е. «микронефть эмигрирует из нефтематеринских пород в виде растворов в газах и воде. Вероятно, на разных стадиях литогенеза роль этих двух способов миграции различна» (Н.Б.Вассоевич, 1982 г.).

7. Как одно из доказательств органического происхождения нефти рассматривается соотношение изотопов, и прежде всего углерода и гелия. Э.М.Прасоловым (1990 г.) установлены соотношения изотопов гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$) для различных геологических сред. Эти соотношения широко используются представителями органической гипотезы происхождения нефти для ее доказательства [14 и др.]. По их мнению, изотопный

состав газов (гелия и углерода) на подавляющем числе месторождений УВ характерен для осадочных отложений. Вместе с тем признается, что УВ-газы на месторождениях нефти и газа могут иметь «хотя бы частично различный генезис», что связано с широким распространением метана в природе [86]. Так, в работе [14] утверждается, что существенным свидетельством в пользу осадочно-миграционной гипотезы является соотношение изотопов углерода и гелия. Изотопы гелия являются едва ли не единственным газом, свидетельствующим о мантийном его происхождении. Доля ювенильного гелия позволяет оценить долю УВ мантийного происхождения. Изотопные исследования фумарольных газов срединно-океанических систем установили, что соотношение $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ для газов мантийного происхождения составляет 10^6 . В газах нефтяных месторождений и в эманациях грязевых вулканов это соотношение составляет 10^{11-12} , что показывает незначительную долю газов мантийного происхождения в месторождениях УВ [14].

8. В 1985 г. Б.А.Соколовым была разработана флюидодинамическая концепция, которая объясняет ряд фактов, прежде не вписывавшихся в осадочно-миграционную «теорию». Эта концепция, с нашей точки зрения, в определенной мере является сдачей позиций органической гипотезы (увеличение температур и глубин главной фазы нефтегазообразования) и ее сближением с минеральной гипотезой происхождения нефти и формирования месторождений УВ. Она получила широкое распространение, так как объясняет многие наблюдаемые геологические факты.

Под флюидодинамикой большинство исследователей понимают пульсирующую (периодическую), восходящую миграцию растворов, нефтей, газов (CH_4 , CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 и др.), имеющих различную температуру, состав и давление и формирующих различные аномалии в физических и геологических полях (в частности в поле пластовых давлений) [52, 58, 174, 175 и др.]. Это, как правило, восходящая, сосредоточенная (локальная) разгрузка, осуществляющаяся по глубинным разломам (или их пересечениям), нередко в виде грязевых вулканов, субаквальной разгрузки и т.п., связана с современными активными геодинамическими зонами земной коры.

Осадочно-миграционная «теория», дополненная флюидодинамической концепцией, пользуется популярностью среди научных работников и геологов-практиков и широко применяется для оценки перспектив нефтегазоносности отдельных территорий.

Приведем некоторые примеры.

Флюидодинамическими процессами в неоген-четвертичное время объясняется формирование месторождений УВ Байкитской антеклизы и Катангской седловины Сибирской платформы. Обоснованием для этого служит следующее. Послекембрийский трапповый магматизм и гидротермальные процессы привели к существенной метасоматической переработке карбонатных отложений рифея. Эти процессы «неминуемо разрушили бы залежи УВ, превратив жидкую нефть в графиты.... если бы внедрение интрузий, магматических пород и термальных растворов в осадочные комплексы осуществлялось после формирования скоплений углеводородных масс, то есть в то время, когда нефть и газ уже были локализованы в осадочной толще». Следовательно, возраст месторождений УВ ограничивается временем формирования неотектонических структур и «аномальных поверхностных газо- и литохимических полей, возникших флюидодинамических процессов» [101].

С флюидодинамических позиций объясняется и формирование месторождений УВ Днепровско-Донецкого авлакогена [78]. В работе делаются выводы о широких масштабах вертикальной миграции УВ, что сопровождается дополнительным конвективным прогревом осадочных толщ и активизацией вследствие этого генерации УВ из нефтематеринских свит. Вертикальная миграция осуществляется как сквозь коллекторы, так и аргиллиты, покрывками служат только образования соли. Отводя преобладающую роль осадочно-миграционной теории образования нефти и формирования месторождений УВ, авторы считают необходимым признать глубинные источники генерации нефти, что объясняет закономерности размещения месторождений нефти в изучаемом ими регионе и открывает большие возможности для решения прогнозных задач поисков УВ.

С флюидодинамических позиций также рассматривается нефтеносность Припятского палеорифта [99], который сформировался в герцинский этап (верхнефаменское время). В его пределах выделяется 5 мантийных разломов, по которым осуществлялся кондуктивный и конвективный теплоперенос, сопровождающийся внедрением основной и ультраосновной магмы в кору и осадочный чехол, что привело к активизации процессов генерации УВ из нефтематеринских свит. При этом на различных уровнях геологического разреза формировались главные фазы нефтегазообразования. Главный очаг нефтегазообразования тяготеет к восточной части Припятской впадины, где расположены основные месторождения нефти (более 60), т.е. процессы нефтегазообразования из ОВ связываются с рифтогенезом, вертикальным движением магмы, обладающей высокой тем-

пературой и активными потоками тепла, интенсифицирующими процессы образования УВ из рассеянного ОВ в нефтематеринских породах [99]. Гидротермальными процессами объясняется наличие нефти в вулканических областях [13].

Таким образом, осадочно-миграционная гипотеза, дополненная сведениями о флюидодинамических процессах, широко используется для объяснения процессов нефтегазообразования в различных регионах. Такие примеры многочисленны.

Критика осадочно-миграционной «теории» происхождения нефти

Соображения общего характера (геологические).

Наиболее обстоятельная критика осадочно-миграционной “теории” приведена в работах Ю.И.Пиковского (1986 г., 2002 г.) и сводится к следующему: 1) неизвестны стадии литогенеза, с которыми связано нефтеобразование; 2) неизвестны источники энергии для синтеза УВ из керогена; 3) неизвестен механизм образования месторождений из рассеянной микронепти; 4) неизвестны формы и движущие силы миграции нефти в осадочных породах; 5) чем объяснить происхождение различных геохимических типов нефтей, порой в пределах одного месторождения; 6) неравномерность распределения месторождений УВ по площади при повсеместном распространении нефтематеринских пород; 7) наличие залежей УВ в нижних частях осадочного чехла и в кристаллических породах фундамента, и наличие там же рассеянных УВ и углеродистых минералов, нередко заключенных в кристаллы минералов (газовоидные включения и включения капелек нефти); 8) очевидная связь месторождений УВ с глубинными разломами; 9) невозможность объяснить наличие средних, крупных и гигантских месторождений УВ; 10) отсутствие четких критериев выделения нефтематеринских пород, за исключением рассеянной нефти, близкой по составу к обычной нефти.

Все вышеперечисленные вопросы требуют ответов, которые пока не найдены.

Анализируя две основные теории происхождения нефти и их подтверждение на практике, Ю.И.Пиковский [150] приводит таблицу отношений следствий, вытекающих из альтернативных теорий нефтегазообразования (органическая и минеральная), к установленным особенностям нефтегазоаккумуляции на Земле.

Таблица 14.1

**Особенности нефтегазообразования (по Ю.И.Пиковскому, 2002 г.,
с дополнениями автора)**

| Особенности нефтегазонакопления | Следует ли без дополнительных допущений данное явление из концепции нефтегазообразования в ее общем виде | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
| | Осадочная концепция | Глубинная концепция |
| Приуроченность к осадочным бассейнам | Следует | Следует |
| Наличие в горных породах нефтегазоносных районов рассеянной нефти, близкой по составу к нефти в скоплениях | Следует | Следует |
| Вторичность скоплений нефти и газа в природных резервуарах | Следует | Следует |
| Возможность образования крупных скоплений углеводородов по всему разрезу осадочного бассейна, включая кристаллический фундамент, независимо от литологического состава горных пород, содержания и типа в них органического вещества | Не следует | Следует |
| Неравномерность нефтегазонакопления. Высокая плотность гигантских и сверхгигантских месторождений нефти и газа в отдельных относительно небольших районах | Не следует | Следует |
| Аномально высокие давления в скоплениях углеводородов | Не следует | Следует |
| Относительно узкий диапазон геологического времени, близкий к современной эпохе, в котором образовались все крупные месторождения мира | Не следует | Следует |
| Связь месторождений нефти и газа с новейшими движениями земной коры, продолжение процесса нефтегазонакопления в настоящее время | Не следует | Следует |
| Приуроченность скоплений нефти и газа к крупным активизированным разломам глубинного заложения | Не следует | Следует |
| Восполняемость эксплуатационных запасов месторождений УВ | Не следует | Следует |

В заключение автор отмечает, что существующие доказательства «торжества осадочно-минеральной теории происхождения нефти» [150] не однозначны, не решены (и, возможно, не будут решены), так же как проблемы миграции УВ и их концентрации в месторождения. Минеральная теория

рия лучше справляется с этими проблемами. Осадочные отложения играют главенствующую роль лишь в накоплении и сохранении месторождений УВ, сформировавшихся за счет глубинной дегазации Земли, из-за наличия в их составе покровов различного происхождения.

Приведем еще доказательства, ставящие под сомнение органическую теорию формирования нефти. «Слабость» осадочно-миграционной теории, по данным И.И.Чебаненко и др. [191], заключается в следующем: 1) в лабораторных условиях не доказана возможность преобразования органических остатков в нефтяное вещество; 2) отсутствие в нефтематеринских породах остатков ОВ, полностью не преобразованных в нефть (целлюлоза, хитин, кости и др.), а также остатков микронепти или следов ее присутствия (физическая невозможность полного завершения процессов миграции микронепти без присутствия следов ее миграции), а также месторождений нефти и газа.

Добавим от себя, что не ясно, чем объяснить наличие непреобразованных остатков растений и микрофлоры, мигрировавших и мигрирующих в вертикальном направлении в чистом виде и имеющих возраст от протерозойского до современного. Что мешает микрофоссилиям преобразоваться в микронепть? Например, наличие палеозойских форм в отложениях баженовской свиты, содержание которых в процессе эксплуатации возрастает с 24 до 85–100%. Эти растительные остатки находятся в более благоприятных термодинамических условиях, чем отложения баженовской свиты, и за время с палеозоя до ныне должны были бы преобразоваться в микронепть. Однако этого не произошло. Аналогичная ситуация существует и в других регионах, где проводились палинологические исследования.

В настоящее время как основные доказательства осадочно-миграционной, так и критика минеральной гипотезы базируется на геохимических аргументах. Но и на этом «поле битвы» появляются факты, которые интерпретируются по-разному.

Совершенствование геохимических методов исследования нефтей, ОВ и их использование на практике приводит к результатам, ставящим под серьезное сомнение осадочно-миграционную гипотезу происхождения нефти. Так, в работах Г.Н.Гордадзе [38, 39] приводятся результаты детального изучения состава рассеянного ОВ и нефтей и установлены несоответствия с осадочно-миграционной «теорией». Эти несоответствия (противоречия) заключаются в следующем (приведем их дословно, чтобы исключить непонимание):

– «Во многих случаях в составе ОВ материнских пород имеются соединения, отсутствующие в нефтях (например фталаты). Фталаты не найдены нами не только в органическом веществе пород, но и в продуктах термоллиза керогена... Замечательным свойством этих соединений является полное отсутствие их в нефтях, что открывает возможности для выделения нефтегенерирующих толщ от толщ, не производящих нефть и газ»;

– «Часто встречаются образцы пород, где степени созревания ОВ разновозрастных толщ отличаются между собой даже в нескольких сантиметрах»;

– «На масс-хроматограммах с m/z 217 битумоидов пород часто встречаются неидентифицированные УВ (скорее всего, гомологический ряд), которые не встречаются в нефтях»;

– «Стерановые коэффициенты зрелостей нефтей, как правило, выше таковых материнского ОВ. Более того, аналогичная картина наблюдается и в продуктах термоллиза керогена, и асфальтенов пород, и нефтей»;

– «Степень зрелости ОВ, оцениваемая по величине стеранового параметра термоллизатов, увеличивается в ряду: смола–кероген–асфальтены–битумоид–нефть» [38].

По мнению авторов, стоящих на позициях органического происхождения нефти, приведенные факты не носят систематического характера и не отвергают осадочно-миграционную гипотезу происхождения УВ, а ставят вопрос о том, все ли нефтематеринские породы способны генерировать нефть.

Для Салымского (баженовская свита) и Самотлорского (пласт БС₈) месторождений по результатам мягкого термоллиза в числе других выводов [39] установлено, что в термоллизаторах смол и асфальтенов (компоненты рассеянного органического вещества) присутствует олеанан, который отсутствует в нефтях и продуктах термоллиза асфальтенов, что вызывает удивление авторов. Нет причин удивляться этому факту, если принять во внимание предыдущую работу одного из авторов [15], основным выводом которой является несоответствие рассеянного ОВ в породах ОВ нефти.

Изотопия газов

Отдельным вопросом в проблеме происхождения углеводородов стоит изотопный состав газов. В работе Э.М.Прасолова (1990 г.), являющейся

ся крупным обобщением по изотопам газов, приведена таблица, позволяющая, с точки зрения автора и его последователей, оценивать генезис изотопов гелия (табл. 14.2).

Таблица 14.2

Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ для разных геологических сред

| Геологическая среда | Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ |
|--------------------------------------|-------------------------------------|
| Мантия | $(1,2-0,3) \cdot 10^{-5}$ |
| Земная кора, граниты | $(0,8-1,2) \cdot 10^{-8}$ |
| Осадочные породы | $(0,5-3,5) \cdot 10^{-8}$ |
| Районы вулканической деятельности | $n \cdot 10^{-5}$ |
| Залежи нефти и газа (основная масса) | $n \cdot 10^{-(7-8)}$ |

Как видно из приведенной таблицы, соотношение изотопов гелия в залежах нефти и газа на 2–3 порядка меньше, чем в мантии, что, на первый взгляд, является главным аргументом в пользу осадочно-миграционной теории.

По мнению Э.М.Прасолова, изначально «первичное распределение изотопов определило изотопный состав земной коры. Однако при различных геохимических процессах..., происходящих в земной коре, особенно при низких температурах, осуществляется перераспределение изотопов между различными веществами и их фракциями» (Э.М.Прасолов, 1990 г., с.27). Разделение изотопов осуществляется при их миграции, связанной с их летучестью, а их соотношение определяется многими процессами, учесть которые в полной мере не представляется возможным, что уже ставит под сомнение однозначность основных выводов.

Автор предлагает геохимическую классификацию, определяющую не только их происхождение, но и соотношения, включающую различные эффекты – генетические, миграционные, а также взаимодействия.

На неоднозначность заключений о генезисе УВ, получаемых на основании изучения соотношения изотопов газов, указывает Э.М.Прасолов в приведенной работе, а также в последующих [156, 157].

Это подтверждается также результатами исследований этого соотношения в пределах Кольского п-ова, где в интрузивных ультраосновных породах соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ меняется в очень широких пределах (от $1-2 \cdot 10^{-8}$ до $3,3 \cdot 10^{-5}$) [140], т.е. включает весь диапазон изменения соотношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, приведенных в таблице 14.2. В магматических породах столь высокие значения этого соотношения ранее обнаружены не были. Авторы справедливо утверждают, что в настоящее время отсутствуют од-

нозначные метки, свидетельствующие о том или ином генезисе изотопов гелия, так как современный состав изотопов является продуктом многих процессов: степень дегазации расплавов, содержание радиоактивных минералов и длительность их распада, концентрация мигрирующих изотопов и их потери, сохранность изотопов, длительность и интенсивность постмагматических процессов и многое другое.

То же касается изучения изотопов углерода. Широкий диапазон изменения изотопного состава углерода установлен для карбонатов подводных грязевых вулканов Черного моря. Здесь значения $\delta^{13}\text{C}$ меняются от $-43,3$ до $-10,5\text{‰}$, и авторы [156, 157] (включая Э.М.Прасолова), не могут однозначно интерпретировать этот факт и приводят «временное» его объяснение. Аналогичная ситуация складывается для природных карбонатных труб в районах подводной разгрузки флюидов в Кадисском заливе Атлантического океана [157]. И здесь так же объяснение имеет предположительный характер.

М.В.Родкина в своей работе [162] оспаривает вывод Э.М.Прасолова о пренебрежимо малом вкладе мантийных газов по данным изучения изотопного состава углерода и гелия и выделяет два вида погрешностей.

Первая погрешность связана с выбором характерных значений соотношений (погрешность как в сторону завышения, так и в сторону занижения).

Обычно используется отношение $\text{CH}_4/{}^3\text{He} \cong 10^6$, характерное для высокотемпературных фумарольных и вулканических газов, и даже «для наиболее обогащенных мантийной компонентой месторождений Тихоокеанского кольца получаем величину вклада мантийных УВ не более 0,1–0,5%» [162, с.131].

В низкотемпературных зонах (амагматические области) ситуация иная. Так, в тыловом бассейне Окинава характерная величина отношения $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ близка к 10^9 и, как правило, отмечаются меньшие значения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и более легкий состав углерода. Кроме того, по геологическим данным, нет оснований полагать обогащения этих газов газовыми компонентами осадочных пород.

С удалением от вулканической области отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ уменьшается. Одновременно уменьшаются концентрации и утяжеляется изотопный состав CO_2 , растет относительная концентрация H_2 и CH_4 . Аналогичная ситуация наблюдается в Калифорнии, где отношение концентраций $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ еще выше и составляет около 10^{10} , а также наблюдается и повы-

шенное соотношение изотопов гелия. В этом районе несомненно обогащение метаном осадочных пород.

Вторая погрешность связана «с учетом потока субдуцированного вещества, предположительно поступающего из зон субдукции в мантию тыловых областей» [162, с. 132]. Эти потоки могут быть двойного генезиса: мантийного и биогенного, что неизбежно приводит к занижению мантийной составляющей.

В континентальной коре, по данным петрологических исследований, эпизодически (квазипериодически) возникает восстановление флюида из зон субдукции, что приводит к формированию флюидного режима. Это подтверждается результатами моделирования этого процесса и данными сейсмотомографии. Вместе с тем имеются доказательства существенного вклада мантийных газов в формирование месторождений УВ: во-первых – изотопия сопутствующих компонентов (Nd, Pb Sr) в большинстве месторождений бывшего СССР и Китая подтверждает их коровое или мантийное происхождение; во-вторых – высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ свидетельствуют об их мантийном генезисе.

Для месторождений, приуроченных к активным границам плит, это соотношение повышено. Тем не менее это повышение незначительно, что интерпретируется не в пользу участия мантийных флюидов в формировании месторождений УВ.

По утверждению М.В.Родкиной, интерес представляет не только средняя величина этого соотношения, но и характер вариаций изотопов для близко расположенных месторождений. На примере месторождений Калифорнии, Западной Сибири и района Green Tuff (Япония) показано, что при значительном разбросе точек для каждого района наблюдается высокая корреляция (выше 99%) величин отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и изотопного состава УВ. Кроме того, эмпирические прямые для отношений $\text{Lg}(^3\text{He}/^4\text{He})/^{13}\text{C}$ для всех районов субпараллельны. Рост $^3\text{He}/^4\text{He}$ приводит к утяжелению изотопного состава метана (до 20–30%), что соответствует увеличению вклада мантийной составляющей. Представленная на рисунках [162] закономерность изменения отношения $\text{Lg}(^3\text{He}/^4\text{He})/^{13}\text{C}$, по мнению автора, не является универсальной. Например, она не выполняется для центральных частей Америки, широтного Приобья. Приведенные данные свидетельствуют о значительном обогащении континентальных окраин рециклированным флюидом и стирании мантийных изотопных меток со временем вверх по разрезу.

Таблица 14.3

Содержание $\delta^{13}\text{C}$ (‰) в природных объектах

| Объект | Содержание $\delta^{13}\text{C}$, ‰ |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| природные нефти | от -20 до -30 |
| попутный нефтяной газ | от -30 до -55 |
| природный газ | от -20 до -62 |
| метан от ферментативного брожения в желудке животных | от -62 |
| морские метаногидраты | от -36,1 до 94 |
| Фишер-Тропшевская нефть | от -14 до -65 |
| графит хондритов | -20 |
| кероген углистых метеоритов | от -17 до -27 |
| некарбонатный углерод ультрамафитов и первичные флюидные включения мантийных перидотитовых ксенолитов | от -22 до -29 |
| природные алмазы | от -0,5 до -33 |
| современная морская биота тропиков и умеренных широт | от -8 до -34 |

В качестве аргументов в пользу неорганического происхождения УВ в работе В.А.Краюшкина [109] приводится информация о содержании $\delta^{13}\text{C}$ в различных природных объектах (табл. 14.3).

Различное содержание изотопов углерода свидетельствуют о «неодинаковом нефтенасыщении коры и мантии по площади, разрезу и наличию там гигантских одинарных или кластерных очагов естественного небиотического синтеза нефти и природного газа» [109].

Биогенным признаком происхождения нефти считается изотопный состав углерода с $\delta^{13}\text{C}$ -25– -28‰. Ранее содержание этого изотопа мантийного происхождения (в частности в алмазах) считалось значительно выше – $\delta^{13}\text{C}$ -2 – -7,2‰. Однако в настоящее время обнаружены алмазы с $\delta^{13}\text{C}$ -33‰ и меньше, т.е. диапазон мантийного углерода значительно расширился, в связи с чем однозначность биогенного происхождения углерода в нефтяных и газовых месторождениях вызывает определенные сомнения. Образование месторождений УВ, несомненно, сопровождаемое процессами их преобразования, миграции и массообмена, приводит к изменению изотопного состава углерода, который изначально может быть продуктом как биогенного, так и абиогенного происхождения [117]. В этой работе также показано, что при окислительном гидратодиспропорционировании полиуглеродных веществ из-за различия скоростей элементарных процессов разрыва связей в системе различных сочетаний ^{12}C – ^{13}C , ^{12}C – H , ^{13}C – H и образования CO_2 , содержащего преимущественно ^{13}C , формируются УВ-молекулы, обогащенные легким изотопом углерода.

По данным М.И.Кучера [118], содержание и изменение изотопа ^{13}C зависит от новейшей тектономагматической активности (в том числе измеренной инструментальными методами), когда отдельным участкам соответствует более облегченный состав углерода (до -20 – -21%), а его утяжеление (до -8 – -10%) наблюдается на участках со снижением относительной активности. В первом случае работает более глубинный очаг магматической активности, во втором – приповерхностный, на стадии затухания магматической активности.

По мнению В.А. Кривошея, «ведущим процессом образования всего спектра УВ-соединений нефти и газа, является высокотемпературный минеральный синтез, обеспечивающий термодинамически равномерное распределение изотопов углерода во всех компонентах УВ-систем. Глубинные источники выступают как генераторы волновой направленной эволюции процессов синтеза УВ» [110]. Исследованиями изотопного состава углерода в газовой-жидких включениях (газ, нефть, битумоиды) установлено не известное ранее явление квантового распределения изотопного сдвига $\delta^{13}\text{C}$.

Поступление глубинного УВ-вещества является импульсным. Особенности его фазового состояния, широкий спектр физико-химических показателей и свойств отражает несколько циклов миграции во времени (см. гл. 11, 13).

Это подтверждается результатами изучения изотопов углерода на севере Западной Сибири [35, 36]. Особое внимание при этом изучении отводилось поиску причин, приводящих к изменению $\delta^{13}\text{C}$ свободных газов по площади и разрезу. На гигантской Надымско-Медвежьей газовой залежи с севера на юг величина $\delta^{13}\text{C}$ возрастает соответственно с $-52,9\%$ до $-40,8\%$, а в пределах Уренгойской залежи вниз по разрезу $\delta^{13}\text{C}$ меняется с $-43,6$ – $-44,8\%$ (глубина 1104–1150 м) до $42,6\%$ (глубина 30 м). По разрезу газовых месторождений Ямальской нефтегазоносной области (НГО) $\delta^{13}\text{C}$ (в %) меняется следующим образом в отложениях различного возраста: валанжина – $-32,4$; апта – -40 ; альба – $-39,2$; сеномана – $-47,6$; в верхней части разреза (глубина 15–150 м) в многолетнемерзлых породах ($\text{K}_2\text{m-b-Q}$) эта величина составляет $-70,4$ – $-76,8$. На основе этого выделено два типа разреза: в первом – закономерное утяжеление изотопов углерода – миграционный генетический тип; во втором – относительно постоянное содержание $\delta^{13}\text{C}$ – сингенетический тип. Первый тип разреза устанавливается на многих газовых месторождениях и других регионов.

Таким образом, существующих в настоящее время данных явно недостаточно для однозначного решения вопроса о долях изотопов различных газов разного генезиса, и по этой причине преждевременно говорить о торжестве осадочно-миграционной теории происхождения нефти [86] и формирования месторождений УВ на основе соотношения изотопов газов.

Минеральная (неорганическая) теория

Теория основана на регистрируемых широких процессах дегазации Земли и возможности синтеза УВ в лабораторных условиях путем катализа при различных давлениях, температурах и катализаторах – химическая основа минеральной гипотезы. Эта теория (гипотеза) впервые возникла в России в результате работ Д.И.Менделеева (карбидная гипотеза), впервые синтезировавшего нефть в лаборатории, и многочисленных работ П.Н.Кропоткина и его последователей.

В подтверждение минеральной гипотезы приводят следующие факты:

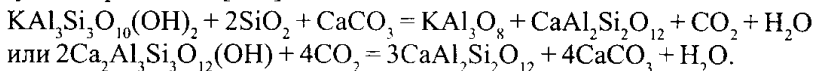
1. Наличие нефти в отложениях фундамента или следы присутствия УВ в кристаллических, метаморфических, метасоматических и изверженных породах.
2. Наличие УВ в глубоководных субаквальных гидротермах срединных и окраинных хребтов океанов и морей.
3. Синтез широкого спектра УВ в лаборатории.
4. Связь с глубинными разломами, являющимися путями субвертикальной миграции флюидов, газовым и грязевым вулканизмом, обеспечивающим пути субвертикального восходящего движения.
5. Наличие аномально высоких пластовых давлений в различных частях осадочных отложений.
6. С позиций общих законов развития Земли объясняет присутствие в метеоритах углеродистых соединений и газовой-жидких включений в минералах и кристаллических породах.

Палеогидротермальная деятельность фиксируется в газовой-жидких включениях в минералах и породах различного генезиса. По результатам изучения флюидных включений в минералах жильных, метаморфических и магматических пород установлено [148], что эти включения не могли образоваться без поступления флюидов мантийного происхождения. На основании изучения около 100 анализов газовой фазы из алмазов и гра-

натов основных и ультраосновных ксенолитов в кимберлитовых трубках выделено две группы флюидных включений: 1) $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CO}-\text{CH}_4-\text{C}_2\text{H}_2-\text{C}_2\text{H}_6-\text{C}_2\text{H}_8$; 2) $\text{CO}_2-\text{N}_2-\text{CO}-\text{CH}_4-\text{C}_2\text{H}_2-\text{C}_2\text{H}_6-\text{C}_2\text{H}_8$. Для алмазов, образовавшихся на глубинах около 400 км $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ равно 4,2, а на глубинах около 120 км это соотношение равно 0,03. В минералах «сохраняются реликты (флюидных) включений с высокой, промежуточной и низкой плотностью», что отражает «метаморфическую» эволюцию. Флюидные включения «захватываются растущими минералами на разных уровнях земной коры по мере подъема и остывания пород» [148]. В присутствии CO_2 волластонит (CaSi_3O_8) преобразуется в кальцит (CaCO_3) и кварц (SiO_2). Ортоклаз (KAlSi_3O_8) и ромбический пироксен в присутствии воды преобразуются в биотит ($\text{K}(\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) и кварц (SiO_2).

Таким образом, флюидный состав магмы, мигрирующей к земной поверхности, включает соединения углерода и водорода, которые, попадая в осадочный чехол и вступая, возможно, в сложные реакции с органическим веществом биогенного происхождения, и образуют залежи нефти. Залежи УВ могут формироваться во всех литологических типах отложений, включая кристаллические.

Вместе с тем породы при метаморфизме могут выделять воду и углекислый газ. Например, «в среднетемпературных метапелитах протекают следующие реакции» [148]:



В ряде случаев включения представляют собой раскристаллизованную рапу, что невозможно без присутствия NaCl в мигрирующих растворах.

По мнению А.А.Кичка (2002 г.), ювенильные растворы (включая УВ) содержатся в породах фундамента в микроскопических количествах в полостях кристаллов. В тектонически подвижных зонах (по всем их длине и ширине) объем горных пород составляет тысячи кубических километров, и при их переработке высвобождаются «колоссальные объемы флюидных включений. Большим количеством воды в валовом составе горных пород могут быть объяснены гидрохимические аномалии в виде опресненных вод, обладающие специфическим изотопным составом. Динамика движения флюидов по разломным зонам сложна, и формирование залежей необязательно должно осуществляться в первом от кровли фундамента коллекторе, а формируется в коллекторах, обладающих лучшими емкостными и фильтрационными свойствами. Этим можно объяснить отсутствие залежей (только их следы) в низах осадочного чехла НГБ.

Знакопеременные колебания тектонических напряжений определяют медленное вековое движение флюидов на более высокие уровни, что соответствует режиму “холодной” дегазации. Таким образом, дефлюидизация недр является прямым следствием степени тектонической активности региона».

Включения в перидотитовых ксенолитах (фрагменты верхней мантии Земли), базальтах, гранитах, офиолитах и ультрабазитах в различных районах мира (Австралия, Антарктида, Зимбабве, Индонезия, Италия, Канада, Кипр, Китай, Россия, Португалия, США, Турция, Филиппины, Япония и др.) УВ, которые содержат n -алканы C_1-C_4 ; $C_{10}-C_{33}$ или C_1-C_6 ; $C_{14}-C_{33}$, а также изопрены $C_{11}-C_{20}$ (пристан, фарнезан, фитан и др.), их концентрации измеряются от 0,1 до 500 г/т, а изотопов $\delta^{13}C$ – от 20 до 28,9‰. Все эти породы образовались на глубинах 300–400 км при температурах 1000–1200°C и давлении до 3–4 ГПа. Первичные включения водорода, воды, углекислого газа, CO и УВ с концентрацией до 30–35 г/т обнаружены в природных алмазах Азии, Африки, Северной и Южной Америки. В кимберлитах также обнаружены УВ и нефть в количестве 1154–7087 г/т. Кимберлиты и алмазы с содержанием $\delta^{13}C$ от 0,5 до 31,9‰ образовались на глубинах до 400–500 км при температуре не ниже 1100–1250°C и давлении до 4–5 ГПа. Все это свидетельствует о возможности существования нефти и газа на больших глубинах при высоких температурах и давлениях, где биогенный материал отсутствует [109].

Дегазация Земли, сопровождающаяся вертикальной миграцией, установлена во многих НГБ. Приведем некоторые наиболее “свежие” примеры.

С осадочно-миграционных позиций о происхождении нефти трудно объяснить дифференциацию промышленных месторождений УВ в пространстве различного состава и фазового состояния. Примером могут служить Днепровско-Припятский авлакоген, в пределах которого выделяется Припятская преимущественно нефтеносная провинция (30 месторождений нефти) и Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция (более 200 месторождений нефти и газа) [60]. Нефтеносность Припятского прогиба невозможно объяснить с позиций органического происхождения нефти. Отсутствие газовых залежей при наличии соленосных отложений, препятствующих вертикальной миграции, не находит объяснения. В Днепровско-Донецкой провинции промышленная нефтеносность прослежена до глубины 5100 м, а газоносность до 6300 м, в ее юго-восточной части распространены исключительно месторождения газа, в северо-

западной – и газовые, и нефтяные, ближе к Припятскому прогибу – только нефтяные. Мощность осадочного чехла в северо-западной части достигает 6–6,5 км, что более чем достаточно для проявления как главной фазы нефтегазообразования, так и только газа. В этом районе месторождения УВ экранируются глинами и аргиллитами (в отличие от соленосных отложений Припятской впадины), которые в определенной мере могут быть проницаемыми в различные геологические эпохи и способствовать вертикальной миграции газа.

Таким образом, попытки увязать главные стадии нефтеобразования (глубины более 6 км и температуры 180–250°C) и стадии катагенеза с пространственным распределением месторождений УВ не увенчались успехом. Латеральная миграция на большие расстояния, которая могла бы способствовать скоплению месторождений УВ, в данных условиях исключается. Более вероятное объяснение этим фактам (пространственной дифференциации по площади и разрезу месторождений УВ) можно дать с позиций минерального (глубинного) синтеза УВ, связанного с дегазацией Земли (концепция Н.С. Безродного о единстве связи рудного и углеводородного формирования месторождений – нефтометаллогения) [60].

Основные аргументы против абиогенного происхождения нефти:

1. Отсутствие в соединениях синтезированной в лаборатории нефти структур, близких к структурам органических соединений живых организмов.

2. Оптические свойства синтезированной нефти отличаются от нефти биогенного происхождения.

Рассмотрим эти аргументы в свете новых данных.

Искусственный синтез углеводородов

Минеральная гипотеза включает два основных направления: эндогенный и метасоматический генезис УВ, а также синтез УВ в лабораторных условиях. Для подтверждения искусственного синтеза УВ приводятся результаты реакции Фишера–Тропша, продуктами которой могут быть (в зависимости от термодинамических условий): n-алканы, олефины, в незначительных количествах изо-алканы и ароматические УВ, «ни изопреноиды, ни цикланы таким путем синтезированы не были». Кроме того, для протекания этой реакции необходимы высокие температуры и норми-

рованное соотношение CO_2 и H_2 , «что в природных условиях вряд ли имеет место в заметных масштабах» [14].

В последние 30 лет исследователями разных стран осуществлен большой объем каталитического (неорганического) синтеза УВ. В начале это были каталитические системы Фишера–Тропша. В последние 20 лет осуществлялись каталитические исследования синтеза УВ из CO , CO_2 и H_2 на биофункциональных каталитических системах в присутствии металлсодержащих (Fe, Ni, Co, Mo и др.) катализаторов, а также в металлокислых системах в смеси с глинами, SiO_2 , Al_2O_3 и цеолитами при температурах 220–450°C. Полученные УВ изменяются от преимущественно метана до смеси жидких УВ (C_{20+}) с различным содержанием олефинов, n-алканов, изопарафинов, ароматических УВ и были сравнены с природными УВ газоконденсатных месторождений [74, 119 и др.]. По данным В.А.Краюшкина [109], продуктом каталитического синтеза являются нормальные и изопреноидные и другие УВ (по данным О.К.Баженовой, изопреноиды не были синтезированы в лабораторных условиях). При этом нефть содержит ряд C_2^+ , имеет $\delta^{13}\text{C}$ от -65‰ при 127°C до -20‰ при 227°C при синтезе нефти из H_2 и CO_2 , или же -25 и -14‰, соответственно, при синтезе нефти из H_2 и CO .

Таким образом, расширение спектра исходных компонентов и катализаторов в различных термодинамических условиях позволяет получать все больший ряд синтезированных УВ, приближающихся по своему составу к природным.

Оптические свойства нефтей

Одним из важных аргументов, приводимых в пользу осадочно-миграционной теории происхождения нефти и опровержение минеральной, является несоответствие оптических свойств синтезированной и природной нефти. «Оптическая активность нефтей, отражающая хиральную чистоту биологических систем, ограниченное количество изомеров УВ в нефти – следствие избирательного накопления их в живых организмах, – эти свойства нефти являются бесспорным свидетельством ее генетической связи с биогенным веществом. Исходное вещество нефти независимо от источника углерода – эндогенного, космического, биогенного, в своей предыстории обязательно должно пройти через “жизнь”» [14 и мн. другие].

Оптическая активность нефти связана с тритерпанами, стеранами и гопанами во фракциях при температуре более 420–450°C. Это подтверждает биогенную теорию происхождения нефти из живого вещества. Однако эта связь неочевидна. Не объясним пока механизм миграции микрофоссилий и реликтовых структур в скопления нефти «в относительных количествах и соотношениях как по молекулярной массе, так и по химической структуре, что и в рассеянном состоянии» (Ю.П.Пиковский, 1986 г.). Эта геохимическая корреляция должна быть объяснена механизмом миграции. Каким образом «мигрирует тяжелый остаток, содержащий основную массу стеранов, тритерпанов и гопанов», определяющих оптические свойства нефти, «а также смолы, асфальтены и микроэлементы»? Каким образом сохраняются геохимические свойства микронепти на протяжении многих миллионов лет, необходимых для процесса нефтеобразования, с последующим их сохранением в различных геологических условиях, также неоднократно меняющихся за эти многие миллионы лет? Нефть, так же как и породы их вмещающие, испытывает постоянные квазипериодические изменения под влиянием многих геологических процессов, прежде всего геодинамических, термодинамических, катагенетических и других, и поэтому ее физические и химические свойства также должны меняться во времени. Возможно, по этой причине в пределах одного месторождения, испытывающего разнонаправленные вертикальные движения отдельных блоков (непостоянное в пространстве поле напряжений – зоны растяжения или сжатия), меняются геохимические свойства нефти и газов [58].

Приведем результаты одного из последних исследований, посвященного оптическим свойствам нефтей. Ю.Д.Пушкарев утверждает, что определение оптических свойств нефти лишено смысла, так как в одном и том же образце «могут присутствовать одновременно левовращающиеся, правовращающиеся и неврещающиеся или оптически инертные компоненты... Способность нефтей вращать плоскость поляризации вправо вторична и обусловлена селективной переработкой левовращающихся соединений теми бактериями, которые живут в нефти и питаются ею, в то время как левовращающиеся компоненты нефти есть не что иное как остатки самих бактерий. Отсюда следует, что присутствие в нефтях остатков таких бактерий лишает генетической информативности биогенные маркеры в нефтях, идентичные ей по изотопному составу углерода» [160].

Таким образом, отсутствие оптической анизотропии у синтезированной нефти не является достаточным условием для того, чтобы

сделать однозначный вывод о генезисе нефти, так как во времени оптически активные УВ-соединения превращаются в инертные и их соотношение во времени не остается постоянным, а расширение спектра катализаторов позволяет получить все более широкий спектр синтезированных УВ.

Палео- и современная гидротермальная деятельность (необходимый процесс минеральной гипотезы происхождения нефти и формирования месторождений УВ) связана с геодинамически активными зонами в пределах НГБ. Давно установленная связь нефтяных и газовых месторождений с тектонически активными зонами и современными геодинамическими процессами позволяет классифицировать территории по этим признакам и выделять месторождения УВ геодинамического типа. В работе В.Ф.Горбачева [37] на основе тектоники дается их классификация с оценкой перспектив нефтегазоносности.

В пределах платформенных структур наибольшими перспективами нефтегазоносности обладают структуры типа авлакогенов (палеорифты), которые характеризуются сокращением мощности коры, обратным рельефом фундамента, мощными толщами осадочных пород, наличием диапиров, которые могут образовывать несколько стадий рифтогенеза, каждой из которых соответствует нефтегазоносный комплекс, генерирующий и аккумулярующий УВ. В качестве примера приводится Печоро-Колвинский авлакоген с тремя стадиями рифтогенеза: байкальский, каледонский и герцинский, и Донецко-Припятский авлакоген [125].

Результатами изучения глубинного строения Западной Сибири установлены зоны напряжения и сжатия, а также широкое развитие надвигов в фундаменте и низах осадочного чехла в пределах широтного Приобья.

Исходя из вышеизложенного, очевидны критерии поисков месторождений УВ. Прежде всего это тектонически активные зоны, области, прилежащие к глубинным разломам, зоны сочленения крупных структур высокого порядка и т.д. Затем выявление коллекторов, в которых возможна активная боковая миграция от зон глубинных разломов, ограниченных покрывками. Опробование необходимо проводить по всему разрезу осадочного чехла. Если открыты залежи УВ в верхних частях разреза, то они или их явные следы раннего присутствия непременно будут найдены и в нижележащих отложениях.

В работах М.В.Багдасаровой описываются геодинамические типы месторождений [11]. На основании изучения геофизических полей на ста-

ционных геофизических полигонах, а также анализе всей геологической информации установлено следующее.

Речицкий разлом (Припятская впадина) контролирует основные месторождения нефти, характеризуется вертикальной зоной разуплотнения коры и верхней мантии, а также повышенными температурами. В пределах этого разлома осуществляется вертикальная миграция флюидов. Миграция определяет вариацию геофизических полей (магнитного, гравиметрического).

Терско-Каспийский прогиб контролируется глубинными разломами. Основные зоны нефтенакпления, также контролируемые этими разломами, характеризуются зонами разуплотнения и более высокой проницаемостью, повышенными температурами, активными вертикальными блоковыми движениями различного знака. Зоны повышенной трещиноватости и проницаемости проявляются главным образом в узлах пересечения разрывов различного простирания. Активная современная вертикальная восходящая разгрузка зафиксирована в виде термальных источников, иногда с пленкой нефти. Прогиб характеризуется чередованием зон разуплотнения и сжатия, так же как в пределах Припятской впадины.

Основная емкость коллекторов, тяготеющих к разломам, на больших глубинах связана с вторичной пористостью, кавернами и трещинами. По периферии залежей нефти развиты зоны вторичной цементации и переотложения минерального вещества (окремнение, вторичная кальцитизация, анкеритизация, сидеритизация, ангидритизация и др.), нередко экранирующие залежь и сходные с зонами гидротермального метасоматоза пород. Месторождения нефти оконтуриваются опресненными подземными водами. Последнее, по мнению авторов настоящей работы, связано фазовыми переходами при изменении термодинамических условий (см. выше). Это обстоятельство свидетельствует о поступлении вещества флюидов из глубинных сфер и позволяет рассматривать нефтегазоносные территории в качестве «гидротермальных поствулканических эманаций в ходе дегазации Земли» как в прошлые геологические эпохи, так и в настоящее время [11]. Последнее, в частности, подтверждается находением в майкопской толще глыб и обломков карбонатных пород меловых отложений в Терско-Каспийском прогибе. Эта толща пропитана высоконапорными флюидами, образующими глинистые диапиры. Восходящие флюиды различаются химическим составом, температурой, давлением, временной динамикой и сопровождаются геодинамическими процессами различной интенсивности.

Неучет современных геодинамических процессов не только снижает результативность поисков месторождений УВ, но и не позволяет создать модель разработки месторождений УВ, отражающую реальную природную ситуацию, что приводит к существенным сложностям при их эксплуатации (чаще всего к неподтверждению эксплуатационных запасов). На это указывают многие исследователи [104].

В частности, в работе [149] неподтверждение балансовых и извлекаемых запасов нефти объясняется неучетом современных геодинамических процессов, приводящим к уменьшению (зоны сжатия) или увеличению (зоны растяжения) фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов и покрышек. Помимо прочего, ФЕС существенно зависят от напряженно-деформационного состояния. «Наложённые неоднородности наряду с седиментационными оказывают различное влияние на величину запасов УВ», так как сжимаемость пор ($n \cdot 10^{-4}$ МПа) существенно меньше (около 2-х порядков) сжимаемости трещин ($n \cdot 10^{-2}$ МПа). Результаты исследований (с помощью меченных растворов) выявили наличие зон высокого дренирования. В условиях неравномерного объемного сжатия увеличивается объем пород за счет раскрытия имеющихся трещин и образования новых (процесс дилатансии), что нередко приводит к процессам растворения («коррозия под давлением») с образованием каверн и «катаклазитов» во всех литотипах пород, особенно в карбонатных. Необратимые деформации, по данным авторов, приводят к увеличению проницаемости до 6 порядков. При изучении влияния снижения давлений в эксплуатационных скважинах в баженовской свите Салымского месторождения (трещинные коллекторы) установлены три стадии деформации: упругая, пластическая и дилатансионная, что нашло отражение на индикаторных диаграммах зависимости суммарного отбора нефти от текущего пластового давления и коэффициента продуктивности от забойного давления. Добыча нефти из зон растяжения превышает 85%, на участках же сжатия дебиты скважин низкие и нестабильные и резко снижаются при депрессиях на пласт 10–20 МПа. Скважины, расположенные на участках с аномальным сжатием, характеризуются непромышленными притоками или вовсе являются сухими (скв.705 с горизонтальным стволом около 300 м).

На примере Астраханского месторождения показано, что в зонах латерального сжатия давление в сумме с давлением бокового распора превышает 65 МПа и все вертикальные трещины закрыты, и скважины, пробуренные в этой зоне, оказались сухими (скв.316Э) или с низкими дебитами (скважины 55Э, 717Э и др.). Скважины эти находятся в центре

месторождения, в зоне наиболее высокого положения комплекса и с традиционных позиций должны были бы быть наиболее продуктивными. В такой же ситуации оказалась Володарская глубокая скважина на Астраханском своде. В данном случае зона сжатия является непроницаемой или слабопроницаемой границей, по авторам – «боковой экран», что исключает возможность латеральной миграции флюидов в пределах месторождения. Аналогичная ситуация наблюдается на Тенгизском месторождении (при этаже нефтеносности более 1,5 км) и Салымском нефтяном месторождении [149]. Увеличение эффективного напряжения с ростом глубины залегания и аномального сжатия, особенно в обрамлении зон разуплотнения, приводит к закрытию и залечиванию трещин, коллекторы переходят в разряд покрышек, боковых экранов (границы блоков) для большинства литотипов пород (ангидриты, доломиты, известняки, аргиллиты, алевролиты и др.), что приводит к формированию «ячеистых» (зонально-блоковых) систем с различными ФЕС (см. также гл. 6). Авторы справедливо полагают, что при разработке месторождений необходимо учитывать «ячеистое» (зонально-блоковое) строение, высокую латеральную и вертикальную неоднородность строения коллекторов и покрышек [149].

В работе Н.П. Запывалова [62] на флюидодинамической основе предлагается осуществлять поиск месторождений УВ. Флюидодинамика неизбежно сопровождается физико-химическими процессами растворения, выщелачивания и новоминералообразованиями, которые имеют широкое развитие в палеозойских и меловых отложениях Западной Сибири. Эти процессы создают минералогическую и геохимическую «мозаику», проявляющуюся на разных глубинах. С целью развития теоретических основ флюидодинамики автор предлагает на месторождениях УВ организовать мониторинг. Развитие сейсмических методов исследования, учитывающих следствие флюидодинамических процессов (включая геодинамические процессы и зоны напряженного состояния), будет способствовать повышению эффективности поисков месторождений УВ.

Таким образом, в настоящее время сколько-нибудь значимых аргументов против минеральной гипотезы формирования УВ нефтяного ряда не существует.

Минерально-органическая гипотеза

С нашей точки зрения, происхождение нефти можно объяснить, объединив все аргументы в пользу этих, на первый взгляд, антагонистических

точек зрения, рассмотренных нами выше. При этом следует исходить из наиболее общих законов развития Земли.

Несомненно глобальное распространение органического вещества, захороненного в осадочном чехле отрицательных структур в процессе седиментации. Не подвергается сомнению возможность образования рассеянной микронефти из захороненного органического вещества в осадочных отложениях при определенных термодинамических условиях (в том числе главной фазы или зоны нефтеобразования) и возможность ее миграции. Несомненными являются также процессы дегазации Земли, что подтверждается многочисленными фактами.

Пульсационно-флюидотермодинамическая модель формирования глубоких флюидов, предложенная авторами [52, 55, 56], объясняет движущие силы, различные аномалии в физических и геологических полях в нижних и средних частях разреза НГБ, а также происхождение нефти и формирование месторождений УВ по следующим причинам:

1. Высокая температура гидротерм активизирует процессы образования микронефти на всех уровнях геологического разреза осадочных отложений в зонах, прилегающих к каналу внедрения (как правило, зоны разломов), т.е. главная фаза нефтеобразования в течение длительного времени может существовать по всему разрезу осадочных отложений, где создаются оптимальные для этого процесса температурные условия.

2. Поднимаясь вверх по разрезу, газоводяная смесь захватывает с собой образовавшуюся на этот момент микронефть и ОВ в вышележащие отложения. Это подтверждается наличием древних палинологических форм в молодых осадках. Газоводяная смесь формирует вторичную пористость за счет образования трещин гидроразрыва, создает градиенты пластовых давлений, значительно превышающих градиенты в нормальных условиях, создавая необходимые предпосылки для движения глубоких флюидов во всех направлениях.

3. В создаваемых пластовых флюидных интрузиях (прилежащих к основному каналу внедрения) при смене термодинамических условий происходит дифференциация вещества флюида и образование нефтяных и газовых залежей, сохранение которых обеспечивается формированием непроницаемых или весьма слабопроницаемых границ за счет процессов новоминералообразования, неизбежно возникающих при смене термодинамических условий. Неслучайно в кровле и подошве месторождений УВ залегают опресненные подземные воды, ранее растворенная часть которых перешла в твердую фазу.

4. Кроме того, внедряющаяся в осадочный чехол газоводяная смесь несет с собой широкий спектр УВ мантийного происхождения (дегазация Земли), которые смешиваются с имеющейся в осадочных отложениях микронефтью и микронефтью, формирующейся в процессе внедрения, создают различные по объему залежи УВ, в том числе и гигантские. По результатам изучения флюидных включений в минералах жильных, метаморфических и магматических пород установлено, что эти включения не могли образоваться без поступления флюидов мантийного происхождения.

Таким образом, флюидный состав гидротерм, мигрирующих к поверхности земли, включает соединения углерода и водорода, которые, попадая в осадочный чехол, могут вступать в сложные реакции с ОВ биогенного происхождения. Залежи УВ могут формироваться во всех литологических типах отложений, включая кристаллические. Процессы смешения и захвата нефти биогенного происхождения придают УВ мантийного происхождения геохимические черты нефти биогенного происхождения, и наоборот. Расположение залежей УВ в вертикальном разрезе и их сохранение контролируются двумя процессами: иссякающей энергией газовой смеси мантийного происхождения и наличием покровных пород, которые могут формироваться во всех литологических разностях пород за счет процессов новоминералообразования.

Геохимические свойства нефтей также могут быть различными в зависимости от многих причин: количества микронефти в осадочных отложениях (существовавшей до внедрения и образовавшейся после внедрения) и углеводородных соединений мантийного происхождения, количества имеющейся в породах органики и т.д. Эти различия могут существовать даже в пределах одного месторождения, что нередко наблюдается на конкретных месторождениях.

Предлагаемая гипотеза формирования нефти и залежей УВ может быть названа **минерально-органической**. Она увязывает между собой все аргументы осадочно-миграционной и минеральной теорий формирования УВ и согласуется с общими законами развития Земли.

Фундамент является связующим звеном между осадочным чехлом, корой и верхней мантией. Поэтому нефте- и газопроявления, а также месторождения УВ в отложениях фундамента являются прямым доказательством как минеральной, так и минерально-органической гипотез происхождения нефти и формирования месторождений УВ. Объяснение сторонниками органической гипотезы происхождения нефти ее миграцией в

положительные выступы фундамента из окружающих впадин, выполненных осадочными отложениями, неверно из-за пластово-блокового строения нижних частей разреза осадочного чехла и самого фундамента.

Приведем некоторые примеры наличия в фундаменте нефте- и газопроявлений и месторождений УВ (см. также гл. 5).

На Тимане нефтепроявления в породах фундамента установлены на Чибьюском, Верхнечутинском и Изкосьгоринском месторождениях, Зеленецкой, Чернореченской, Леккемской, Тиманской и других площадях, а также фиксируются в коре выветривания фундамента на глубинах 0–25 и 194–244 м от кровли сланцев. Так, на Ярегской структуре Ухто-Ижемского вала в трещиноватых породах рифейского возраста отмечаются примазки густой нефти, включения асфальта и твердого битума. Нефтепроявления фиксируются здесь до глубины 300 м от кровли рифейского комплекса [107]. В кровельной части рифейских отложений здесь присутствуют битуминозные песчаники, которые прослеживаются на расстояние 4,5 км при ширине этой зоны от 0,3 до 1,2 км. В некоторых скважинах Ярегской площади на глубинах свыше 30 м от кровли рифея имели место выбросы УВ-газа из углисто-глинистых сланцев, а выделения газа из подземных вод отмечались практически по всему вскрытому разрезу (360 м), в составе газа – до 90% метана. Здесь же, в скв. 700, битуминозность и повышенное содержание газа прослеживаются до глубины 1661 м [181]. При бурении скважин на нефть и газ на площади Водный Промысел еще в начале сороковых годов из рифейских отложений были получены промышленные притоки газа, содержащего до 96% метана. Газопроявления здесь прослежены от поверхности рифея до глубин 430 м внутри него, причем наиболее интенсивные газопроявления наблюдались на глубине 150 м. Максимальный начальный дебит газа составлял 21 тыс. м³/сут. Проявления жидкой нефти в виде заполнения трещин в кварцитах и сланцах установлены в ряде скважин, пробуренных на Южном Тимане. Битумонасыщение тонких прослоев песчаника предположительно рифейского возраста зафиксировано также в Вычегодском прогибе на Сторожевской площади (скв. 1, интервал 2549–2553 м). На Южном Тимане в отложениях байкальского фундамента из скв. 3 в течение двух лет фонтанировал газ с дебитом 100 тыс. м³/сут. Состав газа (%): метан – 87–96; тяжелые УВ – 0,4–1,5; азот с инертными газами – 2,5–11,8; He – 0,24; Ar – 0,02–0,04; CO₂-H₂S – 1,3 [181].

Из нефтяных шахт Яреги за 20 лет эксплуатации из пород фундамента поступило в атмосферу более 1 млрд. м³ газа.

По данным В.А.Краюшкина [109], в кристаллическом фундаменте открыто более 450 месторождений УВ, среди которых 40 гигантских (3703 млрд. м³ газа и 31602 млн. т нефти, что составляет 23% от мировых запасов по состоянию на 01.01. 2000 г.). Мощность нефтеносности достигает 1,5 км. Кровля нефтеносности находится на глубинах до 800–1500 м от кровли фундамента. Так, на месторождении Белый тигр по отдельным скважинам добыча нефти достигла 1–1,5 млн. т; суммарный же объем добытой нефти более 50 млн. т. На месторождении Ренгин в Китае добыча нефти из пород фундамента достигла 160 млн. т. На месторождении Ла-Пас в Венесуэле добыча нефти достигла 14 млн. т. Притоки УВ по разломам фундамента установлены в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, где на Верхнечонском месторождении получен приток нефти из коры выветривания кристаллического фундамента [65].

В разрезе сверхглубокой Тюменской скважины и скважин Уренгойского месторождения в отложениях фундамента установлены скопления УВ с АВПД. Здесь градиент пластовых давлений составляет на глубинах 5–6,3 км 1,56–1,64 МПа/100 м и установлена гидрохимическая аномалия на глубине более 5,5 км, которая проявляется в смене хлоридно-кальциевых вод на гидрокарбонатные [172], что свидетельствует о подтоке углекислого газа.

Научный и практический интерес к перспективам нефтегазоносности фундамента столь велик, что этому вопросу была посвящена специальная научно-практическая конференция в Татарстане [147], а поиски УВ-сырья в отложениях фундамента осуществляются не только в Татарстане, но и в других регионах.

Изучение коллекторских свойств палеозойских отложений фундамента Западной Сибири (осадочные, метаморфические и изверженные образования) показало, что они характеризуются резкой неоднородностью и трещинно-кавернозным характером, возникшим за счет метасоматической переработки пород гидротермальными растворами. В споро-пыльцевых комплексах нефтей мезозойских отложений содержатся микрофоссилии палеозоя и триаса (дочехольные образования): в залежах юрских отложений – до 50%, а в меловых – до 10%. В связи с этим направление поисков залежей УВ должно быть связано с зонами трещиноватости глубокозалегающих палеозойских пород, слагающих фундамент (А.Н.Гусева, Л.П.Климушкина, 1995 г.).

Аналогичная ситуация существует в Шаимском нефтеносном районе Западной Сибири, где большое количество нефтепроявлений и небольших

залежей нефти фиксируются в кровельной части доюрских отложений (кора выветривания фундамента – Толумское, Мортымья-Тетеревское, Убинское, Даниловское, Потанайское и др.). Породы фундамента сложены изверженными породами, кремнистыми сланцами и сланцами, которые несут следы интенсивных вторичных изменений, обусловленных процессами гидролиза и выщелачивания и имеющих зональный характер [102].

Вертикальная восходящая миграция подтверждается наличием палео- и современных гидротерм. Гидротермы имеют широкое распространение как в континентальной части Земли, так и в акваториях.

Субаквальные гидротермы

Установленная в Красном море гидротермальная деятельность характеризуется температурой 60°C и минерализацией разгружающихся флюидов – 180 г/л. Донные осадки содержат рудные минералы. Аналогичная гидротермальная деятельность установлена в северо-западной части Атлантики, на востоке Тихого океана в Галапагосском рифте, Мексиканском заливе и других акваториях. В областях срединно-океанических хребтов (около 12% площади океанов) мощность температурных аномалий нередко достигает 1 км [12].

В пределах Черного и Средиземного морей открыт ряд грязевых вулканов и глиняных диапиров, которые выглядят как конусные постройки. На склонах находятся потоки грязевулканической брекчии. Средиземноморские вулканы крупнее Черноморских (5–7,5 км против 1,5–2,5 км). Вулканы находятся в различной стадии активности. Наиболее активен Тредмар (Черное море), в его пределах обнаружены стяжения газогидратов. На вулкане Наполи (Средиземноморский вал) установлены выходы газов и флюидов, а в пределах вала выявлены утратившие активность грязевые вулканы и глиняные диапиры, перекрытые осадками различной мощности. Центральная часть Черного моря характеризуется многочисленными сбросами, что может свидетельствовать о наличии зон растяжения. В Средиземном море, наоборот, – широко развиты взбросы, что свидетельствует о наличии зон сжатия [71]. Авторы трактуют эти факты следующим образом. В Черном море происходило быстрое накопление отложений майкопской серии, что привело к образованию АВПД с последующим «прорывом этих толщ по зонам сбросов к поверхности дна». В Средиземном море – «выдавливание пластичных толщ ко дну моря за счет горизонтального сжатия» [71].

Однако количественные оценки показывают (см. выше), что скорости приращения горного давления много меньше скоростей релаксации поровых давлений в уплотняющихся осадках, а сам процесс уплотнения глинистых пород стационарен в геологическом масштабе времени. Поэтому утверждение авторов, не подтвержденное расчетами, не вызывает доверия. По нашему мнению, глиняные диапиры, грязевые вулканы и другие проявления гидротермальной деятельности следует связывать с современными геодинамическими процессами и субвертикальной восходящей миграцией флюидов.

Концентрированные потоки глубоких флюидов, широко распространенные на глубоководных окраинах континентов (в зоне сочленения литосферных плит), содержат аномально высокие концентрации УВ и образуют различные аномалии в геофизических и геохимических полях. Они широко развиты в районах аккреционных призм Каскадия, Макран, Барбадос, Нанкай, Индонезийской, Чилийской, Перуанской, Средиземноморском вале, окраине Северной Калифорнии и многих других районах. Известны они и в районах пассивных окраин: Мексиканский залив, окраина Каролины и хр. Блейк, северная окраина Норвегии, Черное море, Южный Каспий и др.

Часть мигрирующих УВ попадает в ловушки, образуя залежи. Другая часть попадает в приповерхностные отложения, где может образовывать газогидраты, стабильные при имеющихся термобарических условиях. Часть УВ достигает морского дна и разгружается в виде струй свободного газа («газовые факелы»). Окислительно-восстановительный потенциал в областях разгрузки флюидов смещается в сторону восстановительных условий, что приводит к интенсивным процессам редукции оксидов металлов, восстановлению сульфатов и консервации органического вещества в осадках. «В результате сложных биохимических процессов с участием сероводорода, углекислоты, углеводородных газов (прежде всего метана) возникают специфические сообщества хемосинтетических организмов, которые активно участвуют в утилизации и переработке выносимых на дно флюидов» [70]. Эти процессы протекают на глубинах 2000 м в условиях полного отсутствия кислорода. Наличие организмов фиксируется как в гидротермальных источниках, так и в холодных на фоне пустынного дна глубоководных морских бассейнов – «хемосинтетические сообщества» [70, с.38]. Для симбиоза микро- и макроорганизмов источником пищевой цепи служат сероводород и углеводородные газы. Эти организмы «по размерам и строению отличаются от “нормаль-

ных” сородичей, а некоторые обитают исключительно в этих зонах или до сих пор не встречались и не описаны» [70]. Эти организмы (трубчатые черви, хемоавтотрофные бактерии, моллюски и др.) установлены с помощью подводного телевидения и отбора проб во многих районах мира.

Процессы новоминералообразования приводят к возникновению карбонатных конкреций, стяжений, корок и росту карбонатных построек. Эти глубоководные постройки имеются во многих изученных районах мира и представляют собой массивные известняки с карбонатными “трубами” внутри, по которым поступают флюиды. Карбонатные постройки имеют мощность до сотен метров и диаметр несколько километров (Мексиканский залив, северо-запад Австралии, глубоководная часть Ирландии, Норвежское море и другие районы) и «представляют собой настоящие глубоководные рифовые массивы» [70]. Изотопный состав углерода здесь обычно легче, чем в нормальных морских карбонатах, и близок к изотопному составу углерода метана, содержащегося в осадках.

Порой концентрированные выходы глубоководных флюидов сопровождаются образованием трубообразных построек, сложенных баритом, пиритом, оксидами железа и другими минералами. Геохимический анализ более 1000 образцов глубоководных осадков и около 300 образцов обломков пород позволил выделить среди них две группы: 1) с фоновыми геохимическими показателями, которые мало отличаются в пределах одного района, “но могут иметь значительные различия в концентрациях отдельных компонентов и соединений в разных регионах. Содержание УВ повышается в обогащенных ОВ осадках – сапропели, глины; 2) с аномально высоким содержанием УВ, их концентрации и состав существенно отличаются в разных регионах и даже на коротких расстояниях в пределах одного района в зависимости от удаленности от очага разгрузки и интенсивности разгрузки. Концентрация УВ в этой группе на порядки выше фоновой и не контролируется литологическим составом и содержанием $C_{орг}$. В составе УВ заметную роль играют тяжелые гомологи метана, интерпретируемые как жирные нефтяные газы. В составе поровых вод фиксируются аномалии по компонентам химического состава и ионам. Изотопный состав углерода в этих пробах свидетельствует о термогенной или смешанной природе УВ-газов, а также о том, что в этих районах происходит разгрузка нефтяных или газоконденсатных залежей [157].

Содержание УВ в эпицентре глубоководных гидротерм достигает 1–3%, а за его пределами снижается до 0,3% (изопрондные УВ с содержанием до 50% включают: фитан (C_{20}) – УВ регулярного строения, сквалан

(C₃₀) и дифтил (C₄₀) – УВ нерегулярного строения, при полном отсутствии осадочных отложений. Но в то же время «открытие бактериальной жизни в высокотемпературных гидротермах и биопродуктов жизнедеятельности бактерий в рудах глубоких зон океана значительно расширяет границы биосферы... во времени и пространстве», что увеличивает возможности биогенного нефтеобразования [14, с.11]. Последнее утверждение страдает односторонним подходом, о котором говорилось во введении.

Приведенные выше факты можно трактовать двояко: 1) зарождение новой жизни в условиях отсутствия кислорода и освещенности из поступающих флюидов при дегазации Земли; 2) сохранение приспособившихся ранее существовавших видов к новым термодинамическим условиям и условиям обитания.

Расчеты по результатам океанологических исследований показывают, что только в пределах срединно-океанических хребтов выносятся ежегодно 60 млрд. т лав и около 5 млрд. т воды, газов и солей, что больше, чем поступает с суши (В.Н.Зеленов-Иваненков, 1982 г.). Эти же районы характеризуются активной гидротермальной деятельностью, сопровождающей вулканические извержения (поствулканическая деятельность). Появился новый тип рудных месторождений – «экспазиционно-осадочный», формирующийся при поступлении на дно акваторий рудных компонентов, содержащихся в гидротермальных растворах глубоких зон Земли [3]. По данным [16], в активных структурах Восточно-Тихоокеанского пояса ежегодно выделяется до $1,6 \cdot 10^8$ метана и $1,3 \cdot 10^9$ водорода, что сопоставимо с количеством биогенного метана из болот Западной Сибири.

Многочисленные глубоководные исследования дна Мирового океана выявили многочисленные очаги субаквальной разгрузки на глубинах до 2 км и более, которые часто сопровождаются залежами газогидратов (ГГ), которые обнаружены в пределах активных и пассивных континентальных окраин. Особенности распространения ГГ являются: 1) крайняя неравномерность распределения ГГ в пространстве и их существенное отличие по интенсивности; 2) отсутствие возможности для значительной латеральной миграции (преобладание вертикальной миграции) и вследствие этого невозможность сбора ГГ с больших площадей; 3) отсутствие условий для консервации биохимических газов, способствующих их сохранению от окисления; 4) во многих случаях нет условий для термокатализа (температура 10–20°C); 5) отсутствие условий для массовой генерации ОВ из осадков из-за их малой мощности; 6) связь восходящей локализованной

миграции с разломами, диапирами, грязевыми вулканами и с зонами глубинных срывов в основании осадочных отложений; 7) широкий диапазон изменения в зоне насыщения ГГ изотопами углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -37 до -80‰) и водорода ($\delta^2\text{H}$ от -150 до -260‰); 8) воды ГГ сильно опреснены и содержат аномальные концентрации NH_4 , Br, Sr, D и других микрокомпонентов; 9) ГГ образуются за счет поступления жидких УВ, а не сухого метана [48].

Изучение установленной в последнее время грязевулканической деятельности на дне морей и океанов показало, что состав разгружающихся газонасыщенных вод обычно отличается от состава морских, что невозможно объяснить процессами отжатия поровых вод. Грязевые факелы образуют газогидраты на дне акваторий («ледяные шапки») [12].

Образование ГГ, по мнению А.Н.Дмитриевского, Б.М.Валяева [48], с которыми трудно не согласиться, происходит за счет локальных потоков глубинных УВ. Этому не противоречит содержание $\delta^{13}\text{C}$ (в ‰), которое в ГГ меняется от -36,1 до -94; в природных газах – от -20 до -75; в попутных газах нефтяных месторождений – от -0 до -55; в природных нефтях – от -20 до -30. Как отмечает В.А.Краюшкин, это «неизбежный результат фракционирования изотопного состава, что доказывается Фишер-Тропшевым синтезом нефти» [49]. По результатам синтеза Фишер-Тропшевой нефти, $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -65‰ при 127°C до -20‰ при 227°C (синтез из водорода и диоксида углерода) и от -25 до -14‰ (синтез из водорода и оксида углерода) [108]. По данным Геологической Службы США, запасы метана в морских газогидратах достигают 113 квадриллионов м^3 , что в $77 \cdot 10^3$ раз превышает мировые запасы природного газа, равные 145740 млрд. м^3 (по состоянию на 01.01.2000 г.). «И хотя метан этих газогидратов кое-кому кажется биогенным из-за его $\delta^{13}\text{C}$ от -36,1 до -94‰, их распространение на 95% площади Мирового океана, их запасы и современный возраст их коллекторов – донных осадков, также не совместимы с гипотезой о нефтематеринских фациях седиментации, как и о катагенезе-метаногенезе ископаемого рассеянного органического вещества и о газосборных осадочных бассейнах» [109].

По данным изучения более 20 термальных полей в средино-океанических хребтах, углеводородная составляющая превышает $1,6 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{год}$ (Н.С.Бескровный, 1985 г.). По данным Г.И.Войтова (1986 г.), удельная плотность УВ-потоков ($\text{м}^3/\text{м}^2$ в год) составляет: в средино-океанических хребтах – 750, ложе океанов – 300, в переходных зонах – 650, в подводных окраинах – 150.

Гидротермы на континентах

УВ в современных гидротермальных растворах установлены в кальдере вулкана Узон на Камчатке, fumarольных газах Сант-Яго, во впадинах Атлантик II в Красном море, в Гавайских лавовых озерах, на термальных полях Йеллоустонского национального парка и в других районах. При извержении Толбачинского вулкана (1975–1976 гг.) было вынесено $2,5 \cdot 10^6$ т УВ [12].

Нефтепроявления в кальдере вулкана Узон (Восточная Камчатка) известны давно. Капли нефти выносятся на поверхность озера, скапливаются в закопушках. Узонская нефть рассматривается авторами [13] как экстракт термальными водами УВ из органического вещества нефтематеринских пород, а не как продукт дегазации Земли. Основание кальдеры сложено вулканогенно-осадочными породами плейстоценового возраста (38-70 тыс. лет) [13]. К сожалению, за рамками работы [13] оказались ответы на следующие вопросы: 1) термальные воды разгружаются по всей площади кальдеры или по ограниченным в пространстве зонам (трещиноватости или ослабленным)?; 2) какова мощность осадочных отложений в сопоставлении с вулканогенными, т.е. достаточно ли нефтематеринского потенциала для разгрузки УВ на протяжении веков?

Активная современная гидротермальная деятельность известна во впадинах, окружающих Байкал, и в его пределах. В единой Байкальской рифтовой зоне [75, 76] выделяется ряд впадин, представляющих собой единую систему («литологическое тело») – Устьселенгская, Устьбаргузинская, Кичерская, а также отдельные впадины – Баргузинская, Верхне- и Нижнемуйская, Верхнеангарская и другие. Байкальская рифтовая система характеризуется большими скоростями осадконакопления, большой мощностью осадочных отложений кайнозойского возраста (до 7,5 км), содержащих в среднем 1–3% рассеянного ОВ, повышенным содержанием ювенильного водорода, разрывной тектоникой и активной сейсмичностью, а также наличием газогидратов, мощность слоя которых уменьшается к побережью. По этим причинам данный регион считается перспективным для поисков месторождений УВ. Прямыми признаками являются многочисленные поверхностные выходы УВ-газов по всему периметру озера, впервые зафиксированные более 250 лет назад. Наиболее интенсивная разгрузка УВ-газов наблюдается в устьях рек Селенги, Баргузин, Верхней Ангары. Изучение газового состава позволило выделить четыре группы газов (900 анализов): метановый, азотно-метановый, метаново-

азотный и азотный, с различным количественным содержанием в них гелия, водорода, кислорода, азота, углекислого газа и метана. Во всех типах газов содержится гелий. Содержание в азотном типе газа гелия указывает на ювенильное происхождение газов. Метановые газы относятся автором к катагенетическим, несмотря на наличие гелия. Остальные относятся к смешанным, также содержащим гелий [75, 76].

По наличию десятков подводных гор, холмов и банок в акватории озера делается вывод о том, что выходы субаквального газа происходили и в прошлые геологические эпохи (газовый палеовулканизм, сопровождающийся выносом твердого материала). Например, Посольская банка, расположенная почти посередине Байкала, имеет высоту относительно ложа котловины почти 1000 м. Некоторые сведения позволяют, по мнению авторов, уверенно говорить, что когда-то это был остров. Склоны банки сложены чередованием глин, алевролитов и песчаников. Газовые грифоны имеют размеры от первых десятков метров до 1–2 км и фиксируются в зимнее время по пропаринам во льду в прибрежной акватории, встречающимся обычно группами. Дебиты грифонов колеблются от десятков до 1000 м³/сут.

Исландия – пример «горячей» дегазации Земли, на 90% сложена базальтами, в разной степени измененными гидротермами. В лавах и комплексах гидротермальных минералов обнаружены полициклические ароматические УВ, что не является «экзотическим или случайным явлением, а закономерный результат вулканической и поствулканической гидротермальной деятельности» [33, с.112].

Результаты изучения метасоматической деятельности в пределах Восточных Саян и Прибайкалья показали, что отложения самородного углерода в пределах метасоматических зон происходило за счет поступления восстановленных высокоуглеродистых флюидов мантийного происхождения при неоднократной смене флюидного режима. Более поздние метасоматиты могли уничтожать более ранние. Выводы подтверждаются также изотопией углерода [45].

По мнению большинства исследователей, летучие элементы мантийного происхождения попадают в земную кору в составе магмы, при затывании которой происходит выделение прежде всего H₂O, CO₂ и других газов, которые образуют конвективные потоки. Образование H₂O и CO₂ происходит также за счет окисления восстановленных флюидов, поступающих в верхние части мантии и земную кору. Состав флюидов меняется во времени не только в геодинамически активных областях, но также в

пределах асейсмических зон. Так, в пределах Хибин в течение недели зафиксированы изменения (в % об.): по метану – 49,52–65,98, по тяжелым УВ – 1,08–11,08, по изотопному составу метана $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ – 7,7–16,5 (И.Г.Киссин, 2002 г.).

В работе [10] описывается влияние гидротерм на формирование карбонатных коллекторов. Независимо от геологического строения разных регионов емкость карбонатных отложений является вторичной, что связано с трещиноватостью и наложенными эпигенетическими процессами, обязанными своему происхождению гидротермам, поступающим за счет восходящей вертикальной миграции и нарушающим сложившееся ранее термодинамическое равновесие в системе флюид–порода. Гидротермальные флюиды имеют минерализацию 200–600 г/л, содержат рудные и нерудные элементы глубинного происхождения. В газовом составе помимо УВ присутствует водород, сероводород, углекислый газ, гелий, азот и другие газы. По мнению автора, газонасыщенность определяется современными и палеогидротермальными процессами, «связанными с основным и ультраосновным (иногда щелочным) вулканизмом» [10].

Современная гидротермальная деятельность установлена в пределах Припятской впадины и других районах древних платформ. На Тынгизском месторождении повторными геохимическими съемками установлены геохимические аномалии, «свидетельствующие о пульсирующем потоке глубинных флюидов по разрывным нарушениям». В газовом составе этого месторождения до 20% приходится на сероводород и углекислый газ, «что определяет их агрессивность, особенно по отношению к легкорастворимым карбонатным породам». Растворение карбонатных пород происходит с выделением углекислого газа и образованием сульфатов, что и определяет неравномерность газового состава и температурного поля по площади месторождения. В зонах альпийской складчатости вторичная пористость определяется в основном трещиноватостью, а вторичные процессы сопровождаются трещинами гидроразрыва. Вторичное минералообразование регистрируется по вторичной перекристаллизации кальцита и кремнезема. В газовом составе помимо УВ присутствует водород и большое количество углекислоты.

В определенной мере условно к гидротермальным процессам можно отнести грязевулканическую деятельность на континентах. Грязевыми вулканами Азербайджана, приуроченными к зонам глубинных разломов, ежегодно выносятся не менее 400 млн. м³ метана, что за четвертичный период составляет 175 трлн. м³.

В НГБ гидротермы фиксируются прежде всего по аномалиям теплового поля, которые, как правило, приурочены к глубинным разломам и характеризуются активными геодинамическими процессами. Температурные аномалии сопровождаются нередко аномалиями в давлениях пластовых флюидов.

Состав и температура гидротерм, а также интенсивность разгрузки на протяжении геологической истории развития регионов не остаются постоянными. «При этом создается сложная “блоковая” структура пластовых флюидов в пределах отдельных структур» [12, с.112] как при неравновесном, так и при равновесном геохимическом состоянии.

Гидротермальная деятельность в пределах осадочного чехла НГБ приводит к значительной переработке пород. Так, в результате процессов гидротермального метасоматоза существенно изменены все нефтегазоносные комплексы Сибирской платформы (рифейский, вендский, венд-нижнекембрийский) [103]. Гидротермальные процессы способствовали формированию литологических экранов (минералого-геохимические границы, по [52–58]), цементации и «запечатыванию» залежей УВ. Зоны окварцевания, глинизации и кальцитизации носят «зонально-кольцевой» (пластово-блоковый) характер с различно ориентированными границами. Специальными исследованиями установлено, что объемы накопленной добычи УВ и доказанные их запасы сопоставимы с количеством привнесенного вещества [103, с.361]. Вертикальная миграция подтверждается также преобразованием приповерхностных отложений. В заключение автор отмечает, что «понимание гидротермальной природы пластовых флюидов позволяет рассматривать накопление УВ-масс, вторичные изменения пород разрезом, возникновение неотектонических структур, формирование аномальных поверхностных геохимических полей над залежами нефти и газа как единый неразрывный во времени и пространстве процесс, связанный с дегазацией недр планеты» [103, с.362].

Интересные результаты получены при изучении Ромашкинского месторождения [40]. Месторождение характеризуется небольшой мощностью осадочного чехла, низкой зрелостью ОВ, отсутствием месторождений УВ в окружающих прогибах. Установлено трехэтапное пульсационное формирование Ромашкинского месторождения. Причем в одном и том же коллекторе может содержаться нефть всех трех этапов. По мнению авторов, за периодом плюмового магматизма Земли, приходящегося в пределах Татарского свода и окружающих территорий на триасовое время, в дальнейшем осуществляется дополнительный подток вещества

из фундамента в залежь. Об этом, в частности, свидетельствует наличие легких нефтей на юго-восточном склоне Татарского свода (Уруктамакская площадь). Результаты многолетних (1982–1999 гг.) исследований нефтей Ромашкинского месторождения показали следующее [142]: 1) выявлены циклы различной длительности в изменении свойств нефтей, что связано с современными тектоническими процессами и изменением барических условий и напряженного состояния при разработке месторождения. Периоды изменения плотности нефти составляют 5–5,5 лет; 2) выявлены вариации в соотношении изобутана и н-бутана с периодом вариации около 5 лет; 3) наблюдаемые вариации связаны с вариациями солнечной активности. При этом экстремумы солнечной активности совпадают с экстремумами отношения бутан/н-бутан (минимум с минимумом, максимум с максимумом). Это можно объяснить влиянием процессов растяжения и сжатия на вертикальную миграцию УВ. Авторы предполагают, что усиление флюидодинамической активности недр приводит к уменьшению указанного соотношения. Эти первые наблюдения недостаточны для надежных выводов о процессах, приводящих к изменению свойств нефтей. Поэтому авторы совершенно справедливо призывают к необходимости создания мониторинга на месторождениях УВ.

Важным доказательством существования современной гидротермальной деятельности в НГБ являются длительные сроки эксплуатации небольших по запасам месторождений (до 50–100 лет и более). «На поздних этапах разработки уровень добычи снижается до 20–10% от максимального и стабилизируется, т.е. объем добываемой нефти уравнивается подтоком глубинного флюида... наличие на месторождениях скважин, сохраняющих относительно высокие дебиты, накопленная добыча в которых достигает миллионов тонн. Одной из вероятных причин подобного аномального явления является расположение этих скважин вблизи мощного нефтеподводящего канала» [106, с.369]. По мнению авторов, при наличии таких каналов нет необходимости бурения сверхглубоких скважин на фундамент. Целесообразнее устанавливать такие каналы (разломы в фундаменте) и бурить две скважины: одну в зоне предполагаемого канала, другую в непосредственной близости от него.

Гидротермальные месторождения УВ

П.Н. Кропоткин (1955 г.) высказал идею об углеводородной и неорганической составляющих глубинной дегазации Земли. С тех пор появи-

лись неопровержимые доказательства этого предположения. Процессы вертикальной миграции вещества из фундамента уже не вызывают ни у кого сомнений. Оспаривается лишь доля мангийных УВ и УВ органического происхождения. В связи с этим сформировалось понятие о гидротермальных типах месторождений УВ.

Широкое развитие рудных и УВ-скоплений в парагенезисе привело к выделению рудонафтидных месторождений [66, 143 и др.] Выделяют несколько типов: рудогазовые; рудонефтяные, содержащие промышленные концентрации металлов. С тяжелыми асфальто-смолистыми компонентами связаны V, Ni, Co, Cr, Mo, W и др., а с масляными фракциями УВ связаны Fe, Cu, Pb, J, W и др. Примером может служить Ярегское нефтетитановое месторождение в Тимано-Печорском НГБ; рудоуглеродистые, которые широко распространены и связаны с битумами, из которых уже сейчас извлекают V, Ni, U, S и др., рудоуглеродные – наименее изучены. К ним можно отнести высокоуглеродистые тектониты Оспинско-Китойского массива Восточных Саян, в которых обнаружены Au до 0,53 г/т и Pt с концентрациями до 1,2 г/т.

В газонефтяных месторождениях практически повсеместно (Восточная Камчатка, Предкавказье, Предкарпатский прогиб, Челекен и другие районы) наблюдается высокое содержание ртути. Например, на Северном Кавказе – Мирненское, Тахта-Кугультинское, Северо-Ставропольское месторождения, концентрация ртути достигает $7 \cdot 10^{-5}$ г/м³. Самые высокие содержания ртути встречены на месторождениях Зальцвезель-Пекензен и Вустров, где фоновое содержание ртути составляет 3 мг/л, а максимальное – 14 мг/л. После очистки газа от ртути на месторождении Зальцвезель-Пекензен образуются большие количества металлической ртути. В Познанском бассейне (Польша) содержание ртути составляет 0,2–2,0 мг/м³.

Во всем мире существует большое количество примеров пространственного совпадения рудных и УВ-скоплений. Наиболее ярко это проявляется в пределах океанических хребтов (Восточно-Тихоокеанский и др.), островных дуг (Камчатско-Курильская и др.) и в НГБ Африки, Америки, Западной и Восточной Сибири, Уральского рудного пояса и Ангаро-Илимской железорудной провинции. В пределах последних обнаружены твердые битумы с содержанием ванадия, молибдена, свинца, серебра, цинка, хрома и других металлов [106]. В отдельных случаях густая смолистая нефть заполняет свободные пространства, стенки которых сложены друзами кварца, кристаллами пирита или ильменита. Автор предлагает рас-

смагивать гидротермальные растворы в качестве не только транспортирующих УВ, но и являющихся реакционной системой, взаимодействующей с матрицей пород на всех стадиях формирования флюидных систем.

Рудообразование, связанное с гидротермами, установлено в ряде районов альпийской складчатости [192]. В Днепровско-Донецкой впадине на ряде месторождений УВ кроме гидродинамических, температурных и гидрохимических аномалий отмечаются осаднение SiO_2 , CaCO_3 и оксидов железа. В отложениях нижнего карбона и нижней перми газовые залежи содержат ртуть от 0,05 до $5 \cdot 10^{-6}$ г/м³. Многочисленные рудные месторождения и рудопроявление приурочены к соляным куполам: 1-й этап формирования – барит-галенит-сфалеритовые руды; 2-й этап – битум-киноварь-карбонатная минерализация. Вдоль Центрально-Донбасского глубинного разлома расположены ртутно-металлические, мышьяково-ртутные с цинком и свинцом, сурьмяно-ртутные, ртутно-золотопиритовые и золото-серебро-полиметаллические. За пределами впадины битумные вещества в рудных месторождениях не встречены, а встречаются лишь в газовожидких включениях. Аналогичные месторождения установлены на Копетдаге и в Закарпатском прогибе [192].

Таким образом, несомненным является наличие гидротермальных месторождений УВ, а в некоторых случаях их формирование происходит на глазах человека.

Основные выводы

1. Осадочно-миграционная гипотеза происхождения нефти постепенно сдает свои позиции, что проявляется: а) в расширении границ главной фазы нефтегазообразования с глубин 1800–2000 м до нескольких километров и температур с 90–120°C до нескольких сот градусов; б) в дополнении этой гипотезы флюидодинамической концепцией, т.е. признании гидротермальной деятельности, что неизбежно приведет к признанию определенной роли мантийных УВ, которые уже признаются, но пока им отводится незначительная роль (Б.А.Соколов); в) в признании того факта, что не все осадочные породы являются нефтематеринскими. На настоящий момент нет ответа на следующий вопрос: почему в одинаковых термодинамических условиях одни осадочные отложения являются нефтематеринскими, а другие нет?

2. Существующих в настоящее время данных о соотношениях изотопов различных газов явно недостаточно для однозначного решения вопроса о генезисе УВ. Спектр их соотношений для различных геологических сред постоянно расширяется.

3. Расширение спектра исходных веществ, химических элементов и катализаторов, термодинамических условий позволяет получать все больше синтезированных УВ, приближающихся по своему составу и свойствам к природным.

4. Отсутствие оптической анизотропии у искусственных нефтей уже не является достаточным условием для выводов о генезисе нефти. Оптически активные УВ-соединения могут превращаться в инертные и их соотношение во времени не остается постоянным.

5. Таким образом, основные доказательства осадочно-миграционной гипотезы формирования нефти и образования месторождений УВ постепенно расшатываются в связи с новыми данными, получаемыми в различных областях, и все больше подтверждений появляется в доказательство минеральной или смешанной гипотез формирования УВ.

6. Для решения многих спорных вопросов и вообще проблемы образования нефти и формирования месторождений УВ совершенно необходима организация мониторинга на эксплуатируемых месторождениях. Целью такого мониторинга должно быть создание временных рядов, включая наблюдения за физическими и геохимическими свойствами нефти в процессе эксплуатации, геодинамические, гидродинамические, палинологические и другие виды наблюдений.

7. Наблюдаемая в настоящее время восполняемость эксплуатационных запасов на месторождениях, различие геохимических свойств нефти в пределах одного месторождения свидетельствуют не в пользу осадочно-миграционной гипотезы происхождения нефти и требуют своего объяснения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Классические представления об артезианском стоке в глубоких горизонтах осадочных толщ отрицательных структур, признающие: значимую роль горно-складчатых сооружений и периферии нефтегазоносных бассейнов в формировании глубоких флюидов; возможность передачи пластовых давлений на значительные расстояния и глубины; наличие гидродинамической взаимосвязи в пределах отдельных элементов разреза слоистых отрицательных структур (нефтегазоносные или водоносные горизонты и комплексы); существование региональных потоков глубоких подземных флюидов – находятся в противоречии с наблюдаемыми в настоящее время фактами и требуют пересмотра.

1. *Региональные потоки* в глубоких горизонтах нефтегазоносных бассейнов в принципе *существовать не могут*. Подземный сток, сформированный в периферийных частях слоистых отрицательных структур, разгружается в непосредственной близости от региональных областей современного инфильтрационного питания в основном путем восходящей рассредоточенной разгрузки через слабопроницаемые породы (то же относится и к «элизионным потокам»). *Массоперенос в глубоких горизонтах осадочных толщ отрицательных структур (зона весьма замедленного водообмена) формируется вне связи с краевыми зонами нефтегазоносных бассейнов* под влиянием внутренних, главным образом эндогенных факторов.

2. Глубокие водоносные (нефтегазоносные) горизонты представляют собой *систему пластово-блокового строения с отсутствием или весьма слабой гидродинамической связью между собой* во всех направлениях. Такая ситуация формируется в результате совокупного действия многих процессов, прежде всего тектоники (геодинамики) и физико-химических процессов в системе флюид–порода.

Пластово-блоковое строение является неотъемлемой особенностью глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов, т.е. общей закономерностью. Меняется лишь масштаб неоднородности. Размеры блоков в платформе могут меняться от десятков и сотен метров в тектонически активных районах (области сочленения платформ с горным обрамлением, краевые прогибы, внутриплатформенные авлакогены, современные геосинклинали) до первых десятков километров в районах со спокойными тектоническими условиями. Вверх по разрезу интенсивность пластово-блокового строения уменьшается, размеры блоков увеличиваются и в верхних частях разреза блоки исчезают полностью и восстанавливается гидродинамическая взаимосвязь отдельных элементов разреза.

Формирование поля пластовых давлений в отдельных блоках связано с кратковременными или длительными квазипериодическими изменениями напряженного состояния в осадочном чехле эндогенного происхождения и активизацией гидротермальной деятельности. Гидродинамическая взаимосвязь между блоками на протяжении геологической истории может изменяться (восстанавливаться или усиливаться) в периоды тектонической активности, при интенсивной антропогенной нагрузке (значительные депрессии на пласт при разработке месторождений полезных ископаемых или, наоборот, существенное повышение пластовых давлений при законтурном обводнении, строительстве водохранилищ или захоронении жидких промышленных отходов). Эти процессы сопровождаются существенным изменением поля пластовых давлений в отдельном блоке и в связи с этим – формированием трещин гидроразрыва.

3. Вследствие пластово-блокового строения глубоких горизонтов понятие «нефтегазоносный комплекс», «водоносный комплекс» («горизонт») теряет свой смысл в общепринятом понимании и отражает лишь стратиграфическую принадлежность того или иного элемента разреза. Другими словами, для различных частей одного и того же стратиграфического элемента разреза осадочного чехла платформ *отсутствует единство условий формирования глубоких подземных флюидов*. Это подтверждается существенными отличиями в смежных блоках полей пластовых давлений, температур, гидрохимического поля и другими особенностями. Правильнее, видимо, говорить не о водоносных (нефтегазоносных) комплексах (горизонтах), а о подземных флюидах, приуроченных к тем или иным стратиграфическим таксонам (единицам).

4. Существование гидродинамически изолированных блоков исключает возможность широких процессов латеральной миграции, которые,

по-видимому, ограничены размерами блоков. Отличительной особенностью глубоких горизонтов является преимущественно вертикальная миграция, которая обеспечивается гидротермальной деятельностью и наиболее интенсивно проявляется в периоды активизации тектонических процессов. В периоды тектонического покоя (стабилизации) массоперенос осуществляется, по-видимому, на молекулярном уровне, а конвективный перенос может происходить по незалеченным разломам (между блоками), имеющим связь с земной корой (возможно, с верхней мантией) и с приповерхностными водоносными горизонтами осадочных толщ платформ.

5. Формирование глубоких флюидов зоны весьма замедленного водообмена можно представить в виде пульсационно-флюидогеотермодинамической модели. В периоды тектонической активности в осадочный чехол слоистых отрицательных структур под большим давлением осуществляется внедрение газо-водяной смеси, которая, подобно интрузивному телу, разрывает нижнюю часть осадочного чехла, образуя меж- и внутрипластовые флюидные интрузии, распространяющиеся на расстояния в десятки километров от очага внедрения.

По мере проникновения (продвижения) энергия газо-водяной смеси расходуется на совершение работы по преодолению горного давления и сил сцепления, на деформацию пород и образование трещин гидроразрыва, на процессы новоминералообразования и формирование пластово-блокового строения глубоких горизонтов осадочных толщ отрицательных структур и т.п.

В результате внедрения газо-водяной смеси нарушается сложившееся на этот момент времени термодинамическое равновесие в системе флюид–порода. Это приводит к активизации физико-химических процессов в системе, сопровождающихся фазовыми переходами. В определенных термодинамических условиях в упругодеформируемой среде вторичная тектоническая трещиноватость и трещины гидроразрыва залечиваются новоминералообразованиями, проявление их в реальных условиях наблюдается едва ли не повсеместно.

Процессы новоминералообразования наиболее активно протекают на геохимических барьерах, которые в общем случае совпадают в разрезе с литолого-фациальными границами, а в плане – с областями экстремальных значений градиентов пластовых давлений и температур.

Быстротечное внедрение газо-водяной смеси может завершаться длительными, затухающими во времени процессами гидротермальной дея-

тельности с постепенным уменьшением объемов и сменой химического и газового составов и температур гидротерм (вплоть до холодных).

Перераспределение вновьобразованного поля пластовых давлений и стремление системы флюид–порода к термодинамическому равновесию приводит к возникновению непроницаемых границ (полное залечивание поровой и трещинной емкости) и к формированию гидродинамически изолированных блоков, которые «запечатываются» (самоизолируются) при активных процессах новоминералообразования на их границах. Именно по этой причине наблюдается неоднородность емкостных и фильтрационных свойств пород на больших глубинах и поля пластовых давлений во всех направлениях. По этой же причине на коротких расстояниях меняются минерализация, содержание микрокомпонентов и палинологических форм, газовый состав, тип органического вещества и другие аномалии.

6. Глинистые породы, проходя длительный и сложный процесс преобразования при погружении (уплотнение, минералогические, структурно-текстурные изменения в ряду монтмориллонит–хлорит и глины–аргиллит–глинистый сланец), превращаются в породы с жесткими структурно-кристаллическими связями, теряют пластичность и приобретают способность к трещинообразованию. На глубинах свыше 2500 м (реже более) их следует рассматривать как трещинные коллекторы. На всех уровнях геологического разреза осадочного чехла отрицательных структур глинистые породы являются проницаемыми. Исключение составляют случаи, когда поровое и трещинное пространство выполнены новоминералообразованиями. В этих случаях они могут на некотором этапе геологического развития артезианских (нефтегазоносных) структур играть роль флюидоупоров (покрышек), в том числе для месторождений углеводородов.

7. Сложные и многообразные катагенетические преобразования терригенных и карбонатных коллекторов приводят к практически полному сокращению поровой проницаемости на отдельных участках. *На больших глубинах проницаемость коллекторов обеспечивается, в основном, трещинами различного генезиса.* Вертикальная миграция «чуждых» по химическому и газовому составу растворов может привести к частичному или полному залечиванию трещиноватости, и в этих случаях коллекторы могут стать непроницаемыми и играть роль изолирующих покрышек для месторождений углеводородов и подземных вод. И наоборот, традиционно относящиеся к непроницаемым (слабопроницаемым) породы (преимущественно глинистые) могут быть коллекторами. Таким образом, на больших глубинах *породы независимо от их генезиса и литоло-*

гического состава в различные периоды геологического развития артезианских (нефтегазоносных) структур могут быть коллекторами или флюидоупорами.

На границах смены литологического состава горных пород существуют наиболее благоприятные условия для залечивания трещиноватости. По этой причине в вертикальном направлении хорошопроницаемые породы (центральные части блоков) чередуются с практически непроницаемыми (краевые части блоков). Исключение составляют субвертикальные зоны долгоживущих разломов, по которым систематически происходят малоамплитудные и малоскоростные подвижки, приводящие к нарушению сплошности пород в зонах разломов. Те же разломы, которые оживают лишь в периоды тектонической активности, большую часть геологического времени оказываются залеченными. В целом, фильтрационные и емкостные свойства пород глубоких горизонтов осадочных толщ платформ характеризуются резкой анизотропией во всех направлениях, прогнозировать которую пока не представляется возможным.

8. Палеогидрогеологические построения, основанные на доминирующей роли элизионных процессов в формировании поля пластовых давлений подземных флюидов глубоких горизонтов слоистых отрицательных структур, недостаточно обоснованы.

Преобразование глинистых пород, без сомнения, сопровождается выделением больших объемов поровой и кристаллизационной воды. Но этот процесс растянут на сотни миллионов лет и является, по существу, стационарным. Как показывает моделирование процесса фильтрационной консолидации, скорость перераспределения порового давления при уплотнении глинистых пород в нормальных условиях (отсутствие гидродинамически непроницаемых границ различного генезиса) значительно больше скорости приращения горного давления, обеспечивающего компрессионное сжатие. Поэтому *элизионные процессы не могут определять формирование поля пластовых давлений зоны весьма замедленного водообмена.*

В связи с этим палеогидродинамические карты, построенные только на основе элизионных представлений (без учета граничных условий, фильтрационных свойств водовмещающих и слабопроницаемых пород), не соответствуют ситуации на реальных природных объектах. При современном уровне знаний об объекте исследования заниматься палеогидрогеологическими построениями следует с большой осторожностью. С еще большей осторожностью можно использовать палеогидрогеологические

построения для обоснования критериев поиска месторождений полезных ископаемых (нефть, газ, подземные воды различного целевого назначения).

Под собственно элизионным процессом следует понимать рассредоточенную во времени и в пространстве восходящую миграцию поровых и кристаллизационных вод, доля которых в единицу времени и с единицы площади в общем водном балансе артезианских (нефтегазоносных) структур чрезвычайно мала.

9. *Пластово-блоковое строение глубоких горизонтов нефтегазоносных (артезианских) структур (меж- и внутригорных впадин) необходимо учитывать при интерпретации данных по пластовым или приведенным давлениям.* Это так же необходимо, как необходимо учитывать роль поверхностных факторов (реки, водоемы, источники и другие) при построении карт урвенной поверхности для водоносных горизонтов зоны активного водообмена.

Известно, что не интерполируются линейно уровни воды в скважинах, расположенных на смежных водоразделах и разделенных рекой, или в скважинах, находящихся по разные стороны водораздела. В практике построения региональных пьезометрических карт глубоких водоносных (нефтегазоносных) горизонтов вовсе не учитываются разрывные нарушения и структурно-тектонические условия. Однако очевидна аналогия между водоносными горизонтами зон активного и весьма замедленного водообмена. Только в первом случае формирование пьезометрической поверхности контролируется поверхностными факторами, а во втором, в основном (но не в целом) внутренними границами (разрывными нарушениями и структурно-тектоническим планом территории, геодинамическими процессами, современными и палеогидротермами).

Поэтому при построении пьезометрических карт глубоких водоносных (нефтегазоносных) горизонтов прежде всего необходимо учитывать всю имеющуюся информацию по отдельным хорошоизученным структурам и площадям, не осредняя ее и не опираясь на одно, выбранное из многих значение пластового давления, т.е. изучение поля пластовых давлений необходимо осуществлять по каждой структуре (площади) отдельно. Это позволит выявить внутренние границы в структурах и между ними. Только такой подход даст возможность правильно представить направления движения глубоких флюидов как в региональном плане для артезианских (нефтегазоносных) бассейнов в целом, так и для отдельных их час-

тей, а также с достаточным обоснованием проводить интерполяцию между отдельными точками.

10. Накопленный к настоящему времени опыт изучения гидрогеодинамики глубоких горизонтов со всей очевидностью убеждает в *необходимости изучения внутренних границ*, генезис которых может быть существенно различным (тектонические, литолого-фациальные, минералого-геохимические, гидродинамические).

11. Взамен широко распространенных инфильтрационной и элизионной теорий формирования глубоких флюидов зоны весьма замедленного водообмена предлагается теория пластово-блокового строения глубоких горизонтов, формирование которого (строения) объясняется пульсационно-флюидогеотермодинамической моделью.

Эта модель объединяет между собой две теории происхождения нефти и залежей углеводородов (включая гигантские), расположенные на различных уровнях геологического разреза, а также в кристаллических породах фундамента слоистых систем отрицательных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акрамходжаев А.М., Симоненко А.М., Зиндель Л.А.* и др. Глинистые покрывки нефти и газа мезозойских и палеогеновых отложений Ферганской впадины. Ташкент: Фан, 1977. 183 с.
2. *Алиев Ф.Ш., Байрамов Т.А.* О геологическом строении и гидрогеологических условиях Апшеронского полуострова // Отечественная геология 1993. №3. С. 73-78
3. *Аникиев К.А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964. 166 с.
4. *Аникиев К.А.* Геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбураиваемых нефтегазоносных недр Земли // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 205-217
5. *Анцифиров А.С.* О миграции углеводородов через каменную соль // Нефтегазовая геол. и геоф. 1963. № 10. С. 25-36
6. *Арье А.Г.* Физические основы фильтрации подземных вод. М.: Недра, 1984. 101 с.
7. *Атаманюк Н.И., Крупский Ю.З., Ермакова В.И.* Геохимические критерии нефтегазопроводимости разрывных нарушений // Нефтегазовая геол. и геоф. 1979. № 8. С. 25-28
8. *Аширов К.Б., Данилов В.И., Исаев В.Н.* О масштабах миграции углеводородов при формировании нефтяных месторождений Среднего Поволжья // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1977. Вып. 118. С. 68-72
9. *Бабиниц А.Е., Шестопалов В.М., Литвак Д.Р.* Водообмен в артезианских бассейнах платформенного типа Украины в естественных и нарушенных условиях // Гидрогеология, инж. геол. и строит. матер. М.: Наука, 1980. С. 66-69
10. *Багдасарова М.В.* Взаимодействие карбонатных пород с гидротермальными системами при формировании коллекторов нефти и га-

- за // Мат-лы второго Всероссийского литологического совещания и восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифтам. Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Сыктывкар. 2001. С. 125-127
11. *Багдасарова М.В.* Особенности флюидных систем зон нефтегазонакопления и геодинамические месторождения нефти и газа // Геология нефти и газа. 2001. № 3. С. 50-56
 12. *Багдасарова М.В.* Современные гидротермальные системы и их связь с формированием месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 2000. С. 100-115
 13. *Баженова О.К., Арефьев О.А., Фролов Е.Б.* Гидротермальная нефть Камчатки // Мат-лы ежегодной научной конференции «Ломоносовские чтения». М.: МГУ, 1997. С. 105-106
 14. *Баженова О.К., Соколов Б.А.* Происхождение нефти – фундаментальная проблема естествознания // Тезисы докл. Межд-й конф. «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 10-12
 15. *Башилов В.И., Куприн В.Ф., Готтих Р.П.* и др. Проявление углеводородной дегазации в разломных зонах западного склона Северного Урала // Геология нефти и газа. 1991. № 11. С. 17-21
 16. *Бетелев Н.П.* Воздействие газов в грунтах и илах на устойчивость морских буровых и нефтегазопромысловых сооружений // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 98-99
 17. *Бондаренко С.С., Боровский Л.В., Дзюба А.А.* Особенности движения глубоких подземных вод // Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. С. 173-178
 18. *Бочкарев В.С., Боярских Г.К., Нестеров И.И.* Тектоническое строение Западно-Сибирской равнины // Тр. ВНИГНИ. 1980. Вып.218. С. 133-157
 19. *Вакин Е.А., Кутыев Ф.Ш.* Глубинная генерация флюидной составляющей современных гидротерм // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 15-25.
 20. *Валяев Б.М.* Геодинамические аспекты глубинной углеводородной дегазации. Дисс. докт. г.-м.н. М.: ГИН РАН, 1987. 420 с.

21. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В., Язвин Л.С.* Система подземных вод // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1984. Т.59. Вып.2. С. 115-126
22. *Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 367 с.
23. *Введенская А.Я., Бахтин В.В.* Влияние пластовых термобарических условий на экраняющие свойства глинистых покрышек над залежами с АВПД // Тр. ВНИГРИ. 1977. Вып.397. С. 85-91
24. *Веселов К.Е., Михайлов И.Н.* Нефть и газ на больших глубинах в породах кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1994. №2. С. 17-21
25. *Витвицкий В.В., Ефстафьев В.П., Федькушков Ю.И.* Образование газа из хлоридных рассолов Московского артезианского бассейна // ДАН СССР. 1982. Т.264. №2. С. 470-473
26. *Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии. М.: МГУ, 1991. 351 с.
27. *Всеволожский В.А., Дюнин В.И.* Анализ закономерностей гидродинамики глубоких пластовых систем // Вестник МГУ. Сер. геол. 1996. №3. С. 61-72
28. *Всеволожский В.А., Дюнин В.И.* О некоторых закономерностях формирования гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа // Вестник МГУ. Сер. геол. 1972. №4. С. 58-65
29. *Гаас Г.Я.* Влияние трещиноватости на экраняющие свойства покрышек (на примере месторождений Южного Мангышлака) // Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып. 351. С. 136-141
30. *Гаева А.Я., Хометовский А.С.* О глубинной гидродинамике (на примере Русской платформы) // ДАН СССР. 1982. Т.263. №4. С. 967-970
31. *Гармонов И.В.* Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования // Тр. лаб. гидрогеол. проблем им. Ф.П.Саваренского. М.: АН СССР, 1961. Т.33. 128 с.
32. *Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской плиты. Тр. ГИН АН СССР. М. 1963. Вып.65. 209 с.
33. *Гептнер А.Р., Пиковский Ю.И., Алексеева Т.А., Сорокина Н.С.* Полициклические ароматические углеводороды в вулканитах и гидротермальных минералах рифтовой зоны Исландии // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 110-113
34. Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1970. Т.9. Северный Кавказ. 488 с.
35. *Гончаров В.С., Есиков А.Д., Ильченко В.П.* О сохранности углеводородов в недрах // Мат-лы шестой международной конференции «Но-

- вые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2000. Кн.1. С. 133-134
36. *Гончаров В.С., Есиков А.Д., Ильченко В.П.* Особенности распределения изотопного состава углерода природных газов в месторождениях севера Западной Сибири // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 303-306
37. *Горбачев В.Ф., Коваленко В.С.* Тектоника литосферных плит – информационный источник условий формирования, размещения, прогноза и поиска месторождений нефти и газа // Тезисы докл. Межд. конф. «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 42-44
38. *Гордадзе Г.Н., Арефьев О.А.* Некоторые существенные несоответствия состава органического вещества нефтематеринских толщ с нефтями // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 135
39. *Гордадзе Г.Н., Русинова Г.В.* Углеводороды-биомаркеры в продуктах мягкого термолiza асфальтенов и смол // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. С. 137
40. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Муслимов Р.Х.* К вопросу о стадийности процессов формирования Ромашкинского месторождения с позиций глубинной флюидизации // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 312-315
41. *Грамека В.И., Буровой А.А., Куренков Н.Т., Меннер Вл.В.* Закономерности размещения и перспективы поисков месторождений нефти и газа в Тимано-Печорской провинции // Геология нефти и газа. 1994. №6. С. 28-32
42. *Гуревич А.Е.* Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. Л.: Недра, 1969. 110 с.
43. *Гуревич А.Е.* Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. Л.: Недра, 1985. 214 с.
44. *Дальян И.Б., Булекбаев З.Е., Медведева А.М.* и др. Прямые доказательства вертикальной миграции нефти на востоке Прикаспия // Геология нефти и газа. 1994. №12. С. 40-43

45. Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Восстановленные флюиды метасоматических систем // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 117-119
46. Джамалов Р.Г. Гидрогеология плиоценовых отложений и закономерности формирования подземного стока Терско-Кумского артезианского бассейна. Автореф. дисс. канд. г.-м. н. М.: МГУ, 1971. 28 с.
47. Дзюба А.А. Современная гидротермальная деятельность на древних платформах // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С.92-96.
48. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 319-322
49. Дмитровский С.В., Ким Э.К., Малахов В.Д., Островский В.Н. Влияние блокового строения Алма-Атинской впадины на формирование ресурсов подземных вод // Отечественная геология. 1993. №3. С. 67-73
50. Добрынин В.М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.
51. Дурмишьян А.Г. О проблеме аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и ее роли в поисках нефти и газа // Тр. ВНИГРИ. 1977. Вып. 397. С. 55-69
52. Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М.: Научный мир, 2000. 471 с.
53. Дюнин В.И. Методика изучения глубокого подземного стока. М.: Недра, 1985. 136 с.
54. Дюнин В.И. Методы и принципы изучения гидродинамики глубоких горизонтов. Обзор ВИЭМС. Сер. гидрогеол. и инж. геол. М. 1981. 50 с.
55. Дюнин В.И., Корзун А.В. Геологическая модель формирования глубоких вод и происхождение месторождений углеводородов // Тр. 5 Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» М. 2001. С. 223
56. Дюнин В.И., Корзун А.В. Движение флюидов: происхождение нефти и формирование месторождений УВ. М.: Научный мир, 2003. 97 с.
57. Дюнин В.И., Корзун А.В. Флюиодинамика и формирование месторождений углеводородов. Сырьевая база России в XXI веке // Матлы научно-практической конференции. Архангельск. 2001. С. 55-58

58. Дюнин В.И., Корзун А.В., Кирюхина Т.А. Гидродинамика глубоких горизонтов и нефтегазоносность (на примере северной части Печорской впадины) // Тезисы XIII геологического съезда Республики КОМИ «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-востока России». Сыктывкар. 1999.
59. Журнал Всесоюзного химического общества им. Д.И.Менделеева. 1986. Т.XXXI. №5. С. 482-600
60. Завьялов В.М., Кучма Л.М. К вопросу создания общей теории нефтегазоносности недр // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 197-199
61. Зайдельсон М.И. К вопросу о динамике подземных рассолов палеозойского продуктивного комплекса на территории Урала-Поволжья // Вопросы нефтяной гидрогеологии. Куйбышев. 1972. С. 25-32
62. Запивалов Н.П. Оценка, прогноз и технология поисков скоплений углеводородов на геотектонодинамической основе // Дегазация Земли: геодинамика, геотектоны, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 327-329
63. Запивалов Н.П., Полканова В.В. Неотектоника и прогноз нефтегазоносности юга Западной Сибири // Геол. и геоф. 1979. №12. С. 48-57
64. Запорожцева И.В., Курильчик В.А., Бирон Р.И. История геологического развития западной и центральной частей Большеземельской тундры и перспективы ее нефтегазоносности // Нефтегазоносность Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар. Тр.8-й геол. конф. Коми АССР. 1977. Т.3. С. 108-113
65. Зубков В.С. и др. Мантийная гипотеза образования нефти и газа Сибирской платформы // Дегазация Земли: геодинамика, геотектоны, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 334-336
66. Зубков В.С., Андреев В.В. Роль мантийных металлоорганических соединений в образовании рудонафтидных месторождений // Дегазация Земли: геодинамика, геотектоны, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 451-453
67. Зубков М.Ю., Ситдииков А.Ш. Вторичные коллекторы в доюрском комплексе Урьевского месторождения // Геология нефти и газа. 1994. №4. С. 5-9
68. Зубков М.Ю., Сонич В.П., Заринов О.Г. Геологические и литолого-геохимические критерии промышленной нефтеносности отложений

- баженовской свиты Западной Сибири // Тр. ИГИРГИ. Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М. 1986. С. 5-14
69. *Ибрагимов Д.С., Ахмедов А.Г., Исамухамедова Т.И.* и др. Блоковое гидрогеологическое строение сеноманского водоносного горизонта Приташкентского артезианского бассейна и особенности формирования развитых в нем маломинерализованных минеральных вод // Тр. НИИ гидрогеол. и инж. геол. Ташкент. 1993. 28 с.
70. *Иванов М.К.* Потоки углеводородных флюидов на глубоководных окраинах Европы и связанные с ними явления // Вестник МГУ. Сер. геол. 2000. №5. С. 31-44
71. *Иванов М.К., Лимонов А.Ф.* Грязевой вулканизм и глиняный диапиризм Черного и Средиземного морей // Тезисы докладов ежегодной конференции «Ломоносовские чтения». М.: МГУ, 1995. С. 22
72. *Иванчук П.П.* Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра, 1994. 157 с.
73. *Игнатович Н.К.* Гидрогеологические структуры – основа гидрогеологического районирования территории СССР // Советская геология. 1947. №19. С. 24-33
74. *Ионе К.Г.* Абиогенный синтез углеводородных масс на биофункциональных катализаторах, моделирующих состав земной коры // Матлы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазосности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 183-185
75. *Исаев В.П.* О газовом палеовулканизме на Байкале // Геология нефти и газа. 2001. №5. С. 45-50
76. *Исаев В.П.* Современная дегазация осадков в кайнозойских впадинах Байкальской рифтовой зоны // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 342-344
77. *Исаев В.П., Рукавишников И.И.* О роли латеральной и вертикальной миграции при формировании залежей нефти и газа на юге Сибирской платформы // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1977. Вып.118. С. 8-15
78. *Кабышев Б.П., Кабышев Ю.Б.* Флюидодинамика: фактор созидания или разрушения и переформирования месторождений углеводородов // Матлы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазосности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 191-193
79. *Кардаш В.Т.* О связи осадочного рудогенеза Украинских Карпат с магматизмом // Докл. АН УССР. 1977. №7 С. 596-600

80. *Карнюшина Е.Е.* Роль структурно-минеральных ассоциаций в формировании типов коллекторов зоны катагенеза // Тезисы докладов ежегодной научной конференции «Ломоносовские чтения». М.: МГУ, 1995. С. 23
81. *Карташев А.М.* и др. Анализ гидродинамических параметров газонефтяных пластов (для подсчета) и изучение их гидрогеологической характеристики на площадях треста «Ставропольбурнефть». Ставрополь. 1969. 303 с.
82. *Карцев А.А.* Гидрогеологические условия проявления сверхгидростатических давлений в нефтегазоносных районах // Геология нефти и газа. 1980. №4. С. 40-43
83. *Карцев А.А.* Нефтегазовая гидрогеология. М.: Недра, 1992. 206 с.
84. *Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А.* Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
85. *Карцев А.А., Вагин С.Б., Серебрякова Л.К.* Палеогидрогеологические реконструкции для выявления зон нефтегазонакопления (на примере Западного Предкавказья) // Бюл. МОИП. 1980. №1. С. 132-140
86. *Карцев А.А., Лопатин Н.В., Соколов Б.А., Чахмахчев В.А.* Торжество органической (осадочно-миграционной) теории нефтеобразования к концу XX в. // Геология нефти и газа. 2001. №3. С. 2-5
87. *Касьянов М.В., Афиногенов Ю.А.* Определение физических свойств пород продуктивных горизонтов Самотлорского нефтяного месторождения в условиях, приближающихся к пластовым // Тр. СНИИГГИМС. 1972. Вып.148. С. 48-53
88. *Кирюхина Т.А.* Типы нефтей Тимано-Печорского бассейна // Вестник МГУ. Сер. геол. 1995. №2. С. 39-49
89. *Киссин И.Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964. 239 с.
90. *Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А.* Экстремальные вариации уровня подземных вод в сейсмоактивных районах // ДАН СССР. 1990. Т.314. №5. С. 1099-1103
91. *Клубова Т.Т.* Некоторые особенности изучения глинистых минералов в нефтяной геологии // Тр. V Пленума Всесоюз. комис. по исслед. и использ. глин. Ашхабад, Туркменистан. 1971.
92. *Клубова Т.Т.* Особенности миграции нефти через глинисто-карбонатные породы // Физические свойства коллекторов нефти при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1979. С. 92-104

93. *Клубова Т.Т., Климушина Л.П.* Некоторые закономерности миграции углеводородов в баженовских глинах Салымского месторождения // *Породы-коллекторы и миграция нефти*. М.: Наука, 1980. С. 98-104
94. *Клубова Т.Т., Климушина Л.П., Медведева А.М.* Особенности формирования залежей нефти в глинах баженовской свиты // *Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири*. Тр. МГИРГИ. М. 1980. С. 145-147
95. *Ковалев В.Ф.* Подземные воды Среднего и Северного Зауралья и вопросы нефтегазонасности // Тр. горно-геол. ин-та АН СССР, Урал. фил. 1960. Вып.47. С. 60-61
96. *Козин А.Н.* Влияние эндогенного фактора на формирование пластовых хлоридных вод // *Геология и геохимия горючих ископаемых*. 1978. Вып.50. С. 16-22
97. *Коллекторские свойства пород на больших глубинах*. М.: Наука, 1985. 256 с.
98. *Колодий В.В.* Гидродинамические и палеогидродинамические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины // *Советская геология*. 1966. №12. С. 50-62
99. *Конищев В.С., Ковтуха А.М.* Нефтеносность и геодинамика Припятского палеорифта. Материалы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазонасности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 239-242
100. *Корзун А.В.* Гидродинамика глубоких горизонтов северной части Печорского артезианского бассейна. Дисс. канд. г.-м.н. М.: МГУ, 1996. 210 с.
101. *Коробков Ю.И.* Возраст углеводородных скоплений в связи с проблемой поиска нефтяных и газовых месторождений // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазонасности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 253-255
102. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Зона развития уникальных природных резервуаров – породы фундамента тафрогенных областей // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазонасности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.1. С. 258-262
103. *Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д.* Флюидодинамическая модель формирования залежей УВ – теоретическая основа поисков месторож-

- дений нефти и газа // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 360-362
104. *Королев В.И.* Геодинамика Сибирской платформы и ее роль в формировании рассеянных и концентрированных форм вещества // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 363-365
105. *Корценштейн В.Н.* Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений. М.: Недра, 1977. 246 с.
106. *Корчагин В.И., Трофимов В.А.* Нефтеподводящие каналы и современная подпитка нефтяных месторождений // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 369-371
107. *Кочетков О.С., Алисиевич Л.Н., Гайдебек В.И., Юдин В.М.* О путях формирования нефти и газа (на примере Тимано-Печорской провинции). Геология нефти и газа. №5. 2000. С. 44-49
108. *Краюшкин В.А.* К природе газогидратов и нефти // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 380-382
109. *Краюшкин В.А.* Небиогическая нефтегазоносность недр // Тезисы докладов международной конференции «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 16-17
110. *Кривошея В.А.* Минеральный синтез углеводородов – ведущая концепция развития нефтегазовой геологии // Тезисы докладов международной конференции «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 31-33
111. *Кропоткин П.Н.* Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журнал Всесоюзного химического общества им. Д.И.Менделеева. 1986. Т.XXXI. №5. С. 540-547
112. *Кропоткин П.Н., Валяев Г.М.* Глубинные разломы и дегазация Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 257-266
113. *Кротова В.А.* Взаимосвязь гидрогеологических и тектонических факторов и их влияние на формирование и размещение углеводородных скоплений // Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып.348. С. 8-17
114. *Кротова В.А.* Единство подземных флюидов и геотектогенез // Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. Минск: Наука и техника, 1978. С. 55-60

115. *Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н.* Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна и особенности формирования углеводородов. Л.: Недра, 1985. 279 с.
116. *Куваев А.А.* Проблемы миграции рассолов в потоках подземных вод. Обзорная инфор. серия. Охрана человека и окружающей среды в газовой промышленности. М.: ИРЦ Газпром, 1995. 40 с.
117. *Кулакова И.И., Руденко А.П.* Фракционирование изотопов углерода в его круговороте на Земле // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 170-172
118. *Кучер М.И.* Эволюция изотопного состава углерода в процессах дегазации и дифференциации мантии // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 175-176
119. *Кучеров В.Г., Бенделиани Н.А., Алексеев В.А.* Синтез углеводородов из минералов при высоких термобарических условиях // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 177-17
120. *Кушнарев М.В., Пашковский В.Н., Бегметов Э.Ю.* и др. Прогноз рапопроявления в Бухаро-Хивинской области // Геология нефтяных и газовых месторождений Западного и Южного Узбекистана. Ташкент. 1972. С. 118-132
121. *Кушнарева Т.И.* Нефтеносность фаменских отложений Тимано-Печорской провинции // Геология и нефтеносность Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар. 1972. Вып.2. С. 86-98
122. *Лебедев Л.М.* Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. 200 с.
123. *Любомиров Б.Н.* Палеогидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской области // Советская геология. 1963. №4. С. 27-32
124. *Маврицкий Б.Ф.* Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология) // Тр. ЛГПП АН СССР. 1962. Т. XXXIX. 150 с.
125. *Маркевич В.П.* Тектонические условия формирования месторождений нефти и газа платформенных структур // Тезисы докладов международной конференции «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 55-57.
126. *Мальшев Н.А., Пинчук А.В.* Древние погребенные локальные поднятия – новые нефтегазопроисковые объекты Колвинского мегавала

- // Тр. Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 1992. Вып. 76. С. 103-110
127. *Маркевич В.П.* История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1966. 247 с.
128. *Матусевич В.М., Чистякова Н.Ф.* Гидрогеохимические и гидрогеодинамические особенности нефтяных месторождений Сургутского района // Многоцелевые гидрогеохимические исследования в связи с поисками полезных ископаемых и охраной подземных вод. Тезисы Всероссийской конференции. Томск. 1993. С. 81-82
129. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука, 1989. 312 с.
130. *Минский Н.А.* Закономерности формирования оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 298 с.
131. *Митюшова Т.П.* Взаимодействие в системе вода-порода на примере среднедевонско-нижнефранского водоносного комплекса Печорской синеклизы // Мат-лы III научной конференции Ин-т. геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 1994. С. 40-41
132. *Мухин Ю.В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.
133. *Назина Л.А., Складар Ю.Г.* Корреляция содержания физически связанной воды и емкостных свойств массивных образцов пород баженовской свиты // Геология нефти и газа. 1995. №8. С. 15-18
134. Научные основы развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар. 1987. 124 с.
135. *Невская Н.М.* и др. Влияние эпигенетических изменений пород на режим глубоководных водоносных горизонтов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Советская геология. 1979. №10. С. 100-105
136. *Невская Н.М., Дедеев В.А.* Геотермические и гидродинамические особенности чехла Печорской синеклизы и их связь с эндогенными процессами // Тр. ВНИГРИ. 1973. Вып.338. С. 63-70
137. *Нелюбин В.В., Каменев А.П.* К расчету пластовых давлений воды в скважинах // Вопросы гидрогеол. и инж. геол. Тюмень. 1976. С. 174-178
138. *Нелюбин В.В., Смоленцев Ю.К.* О новой области разгрузки подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна // Советская геология. 1966. №7. С.114-117

139. *Нестеров И.И., Рыльков А.В., Кулахметов Н.Х. и др.* Масштабы миграции нефти и газа в мезозойских отложениях Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1977. Вып.118. С. 3-8.
140. *Нивин В.А., Икорский С.В.* Изотопы гелия как индикаторы источников и степени дегазации мантии при формировании палеозойских щелочных и карбонатных комплексов Кольской провинции. В кн. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 204-206
141. *Никоноров А.М.* Газово-жидкие включения в минералах как основа для палеогидрогеологических реконструкций // Докл. АН БССР. 1977. Т.21. №9. С. 839-842
142. *Нургалиев Д.К., Плотникова И.Н., Сидорова Н.Н. Нургалиев Р.К.* Влияние глобальной сейсмической активности на изменение состава нефтей Ромашкинского месторождения // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.2. С. 55-61
143. *Озерова Н.А.* Ртуоносность газовых и газонефтяных месторождений // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.2. С. 67-71
144. *Павловская Л.Н.* Исследование точности моделирования неустановившейся фильтрации на сетках активных сопротивлений (по методу Либмана) // Тр. коорд. совещ. по гидротехнике. Вып. XXXV. Л.: Энергия, 1967. С. 327-337
145. *Пахольчук А.А., Урьев И.И., Цалко П.Б.* Механизм формирования карбонатных коллекторов семилукского горизонта Припятского прогиба // Геология нефти и газа. 1991. №8. С. 6-11
146. *Перозин Г.Н.* Эпигенетические изменения в коллекторах нефти Северо-Покурского и Ватинского месторождений // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск. 1970. Вып.106. 175 с.
147. Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Казань: Новое Знание, 1998.
148. *Перчук Л.Л.* Флюиды в нижней коре и верхней мантии // Вестник МГУ. Сер. геол. 2000. №4. С. 25-45

149. *Петров А.И., Шейн В.С.* О необходимости учета современной геодинамики при оценке и пересчете промышленных запасов нефти и газа // Геология нефти и газа. 2001. №3. С. 6-13
150. *Пиковский Ю.И.* Концепция нефтегазообразования: практические следствия как критерий оценки // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.2. С. 82-85
151. *Пилип Я.А., Даниленко В.А.* Количественная оценка экранирующих свойств покрышек углеводородных залежей // Нефтегазовая геол. и геоф. 1979. №5. С. 19-20
152. *Плавнин А.Г., Ставицкий Б.П.* Начальное пластовое давление в коллекторе баженовской свиты Салымского месторождения // Промыслово-геофизические исследования залежей нефти баженовского типа. Тр. ЗапсибНИГНИ. Тюмень. 1985. Вып.193. С. 122-133
153. *Плугина Т.А.* Определение геофильтрационных параметров слабопроницаемых отложений натурными методами. Обзор ВИЭМС. Сер. гидрогеол. и инж. геол. М. 1978. 54 с.
154. *Породы-коллекторы и миграция нефти.* М.: Наука, 1980.
155. *Постников Е.В., Андрющенко А.И.* Оценочно-генетическая классификация карбонатных коллекторов // Геология нефти и газа. 1991. №10. С. 24-29
156. *Прасолов Э.М.* и др. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в районах распространения подводных грязевых вулканов (Черное море) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 225-226
157. *Прасолов Э.М.* и др. Изотопный состав углерода и кислорода природных карбонатных труб в районах подводной разгрузки флюидов (Кадисский залив, Атлантический океан) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 226-228
158. *Прозорович Г.Е., Зарипов О.Г., Валюженнич З.Л.* Вопросы литологии нефтегазоносных отложений центральных и северных районов Западной Сибири // Тр. ЗапсибНИГНИ. 1970. Вып.26. 188 с.
159. *Прошляков Б.К., Холодова В.Н.* – ред. Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. 256 с.
160. *Пушкарев Ю.Д.* Изотопно-геохимические аспекты проблемы нефтегазообразования // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 416-417

161. Рифей и венд Европейского севера СССР. Сыктывкар. 1987. 124 с.
162. *Родкина М.В.* О погрешности методики определения вклада мантийной компоненты в составе природных УВ газов // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.2. С. 130-134
163. *Розин А.А.* Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 99 с.
164. *Романюк А.Ф., Суббота М.И., Клейменов В.Ф.* Дальность латеральной и вертикальной миграции углеводородов в Днепровско-Донецкой впадине // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1977. Вып.118. С. 81-86
165. *Рустамов Р.И.* Результаты гидродинамических исследований при разведке нефтяных месторождений Среднекуринской впадины. Актуальные проблемы нефтяной гидрогеологии. М.: Наука, 1993. С. 24-30
166. *Рыжов Н.И.* Неотектоника Европейского севера СССР. Л.: Наука, 1988. 95 с.
167. *Саркисян С.Г.* Влияние флюидного и газового «дыхания» на постседиментационные преобразования осадочных толщ // Тр. ИГИРГИ. 1977. Вып.21. С. 85-95
168. *Саркисян С.Г., Котельников Д.Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 232 с.
169. *Сидоров В.А., Долдырева В.А., Гаипов Б.Н.* и др. Неприливные вариации силы тяжести в нефтегазоносных областях // Тезисы докл. на I-й Всесоюзной конференции «Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр». М. 1988. С. 100-101
170. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Багдасаров М.В., Болдырева В.А.* и др. Геодинамические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 1994. №6. С. 47-50
171. *Силин-Бекчурин А.И.* Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам // Тр. лабор. гидрогеологических проблем АН СССР. 1949. Т.2. С. 158-182
172. *Сиротенко Л.В., Сиротенко О.И.* Влияние газо-флюидных потоков на коллекторский и углеводородный потенциалы глинистых пород на больших глубинах // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 250-253
173. *Славкин В.С., Шик Н.С., Сапрыкина А.Ю.* (ЗАО «МиМГО») К вопросу дизъюнктивно-блокового строения природных резервуаров Западно-Сибирского НГБ // Геология нефти и газа. 2001. №4. С. 40-46

174. *Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: МГУ, 2001. 480 с.
175. *Соколов Б.А., Конюхов А.И.* Инъекционная геология осадочных бассейнов и нефтегазоносность // Тезисы докладов ежегодной научной конференции «Ломоносовские чтения». М.: МГУ, 1995. С. 44
176. *Соколовский Л.Г., Седлецкий В.И.* Геохимические особенности происхождения высокоминеральных рассолов юга Средней Азии // Советская геология. 1970. №7. С. 101-112
177. *Стетюха Е.И.* Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М.: Недра, 1964. 134 с.
178. *Сухарев Г.М.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1979. 349 с.
179. *Талиев С.Д.* Пример влияния сейсмичности на вертикальную миграцию флюидов и размещение залежей углеводородов // Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып.387. С. 125-137
180. Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар. Ин-т геологии, 1988. 107 с.
181. *Теплов Е.Л., Абрамович А.П.* Нефтегазоносность пород фундамента Тиманской гряды и Мезенской синеклизы // Перспективы нефтегазоносности фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Казань. 1998. С. 320-323
182. *Умперович Н.В., Бгатова Г.Ф., Пащутина С.Р., Семенова Е.Ф.* Новые данные о дизъюнктивных нарушениях в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты по материалам метода отраженных волн (для территории Обь-Иртышского междуречья) // Геология и геофизика. 1966. №1. С. 76-84
183. *Уремин В.И., Пашкова Н.Т., Кривошея В.А.* (ЧО УКР ГГРИ, Полтава). Геотермобарическая модель нефтегазонакопления ДДВ. Тезисы докладов международной конференции «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений в Украине как научная основа прогноза и поисков новых скоплений». Чернигов. 2001. С. 98-100
184. *Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г.* Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1976. Вып.96. 207 с.
185. *Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г.* Постседиментационные изменения минералогии и фильтрационных свойств коллекторов нефти и газа Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1970. Вып.35. 312 с.

186. *Фартуков А.М.* Гидродинамические условия размещения нефтяных скоплений в каменноугольно-нижнепермских отложениях севера Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Автореф. дисс. канд. г.-м.н. 1990. 200 с.
187. *Флорин В.А.* Механика грунтов. Л.: Госстройиздат, 1964. Т.2. 543 с.
188. Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 238 с.
189. *Федорова Т.А., Бочко Р.А.* Водно-растворимые соли баженовской свиты как критерий выделения зон коллекторов // Геология нефти и газа. 1991. №2. С. 23-26
190. Физические свойства коллекторов нефти при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1979. С. 77-91
191. *Чебаненко И.И., Ключко В.П., Токовенко В.С., Евдошук Н.И.* Осадочно-неорганическая теория формирования нефтяных и газовых месторождений // Геология нефти и газа. 2000. №5. С. 50-52
192. *Шумлянский В.А.* Гидрогеологическая инверсия, нефтенакпление и рудообразование // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 276-278
193. *Щекатуров А.В.* Особенности формирования нефтяных месторождений Северо-Сургутской моноклинали (Западная Сибирь) // Мат-лы шестой международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр». М.: ГЕОС, 2002. Кн.2. С. 313-314
194. *Ханин В.А.* Терригенные породы – коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1979. 140 с.
195. *Чекалюк Э.Д.* Водно-нефтяные растворы. Киев: Наукова думка, 1977. 128 с.
196. *Чепиков К.Р., Ермолова Е.П.* Аутигенные минералы нижнемеловых отложений Прикумского нефтеносного района как показатели времени формирования залежей нефти // Породы коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1980. С. 5-11
197. *Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Медведева А.М.* О миграции нефти в вендских и кембрийских отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы // Породы-коллекторы и миграция нефти. М.: Наука, 1980. С. 65-71.
198. *Чепиков К.Р., Медведева А.М., Климушина Л.П.* К вопросу о самостоятельности палеозойского комплекса Западной Сибири по данным

- палинологического анализа нефтей // Породы-коллекторы и миграция нефти. М.: Наука, 1980 С. 84-94
199. *Чернавская А.В.* Условия формирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений центральной части Западной Сибири в зоне Сибирских увалов // Геология нефти и газа. 1994. №10. С.13-16.
200. *Чистякова Н.Ф., Рудкевич М.Я.* Гидрохимические показатели условий формирования залежей углеводородов (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна) // Геология нефти и газа. 1993. №5. С. 29-33.
201. *Шахновский И.М.* Еще раз о нефтегазоносности пород фундамента // Геология нефти и газа. 1994. №9. С. 29-34
202. *Шестаков В.М., Ходжакулиев А.Я.* Анализ геогидродинамической обстановки глубоких водоносных горизонтов в связи с изучением их нефтегазоносности // Вестник МГУ. Сер. геол. 1988. №2. С. 56-61.
203. *Anderson J.L.* Petroleum geology of Colombia, South America // Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 1945. Vol.8. №8. P. 1065-1142
204. *Berg R.R., Dellis W.D., Mitsdarffer A.R.* Hydrodynamical effects on Mission Canyon (Mississippian) oil accumulation? // Billing Nose, North Dakota. AAPG Bull. 1994. №4. P. 501-518
205. *Dewers T., Ortoleva P.* Nonlinear dynamical aspects of deep basin hydrogeology: fluid comhartment and fluid release // Amer. J. Sci. 1994. №6. P. 713-755
206. *Hubbert M.K., Willis D.G.* Mechanics of hydraulic fracturing // J. Petrol. Technol. 1957. Vol.9. №6. P. 37-42

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Предисловие | 3 |
| <i>Глава 1. Существующие представления об особенностях флюидодинамики нефтегазоносных горизонтов</i> | 10 |
| <i>Глава 2. Методы изучения флюидодинамики глубоких флюидов</i> | 25 |
| 2.1. Методы приведения пластовых давлений | 27 |
| 2.2. Оценка направлений движения флюидов переменной плотности методом «фильтрационной силы» | 39 |
| 2.3. Прямой метод оценки направлений движения глубоких флюидов переменной плотности | 41 |
| 2.4. Методы моделирования при изучении движения глубоких флюидов | 42 |
| 2.5. Методы построения региональных пьезометрических карт нефтегазоносных комплексов | 46 |
| 2.6. Методы построения гидродинамических карт | 48 |
| 2.7. Методика изучения температурного поля и поля концентраций | 51 |
| <i>Глава 3. К вопросу о роли региональных областей инфильтрационного питания в формировании глубоких флюидов и гидродинамическая зональность НГБ</i> | 54 |
| 3.1. Роль периферии НГБ в питании глубоких флюидов | 54 |
| 3.2. Гидродинамическая зональность НГБ | 60 |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Глава 4. Элизионное питание и палеодвижение глубоких флюидов</i> | 67 |
| <i>Глава 5. Генезис аномально высоких пластовых давлений</i> .. | 82 |
| 5.1. О времени существования АВПД | 85 |
| 5.2. О возможности формирования флюидодинамических горизонтальных границ в глинистых толщах | 88 |
| 5.3. Основные факторы и процессы, приводящие к формированию АВПД | 98 |
| <i>Глава 6. Формирование фильтрационных свойств пород глубоких горизонтов НГБ</i> | 119 |
| 6.1. Формирование коллекторских свойств терригенных пород | 121 |
| 6.2. Формирование коллекторских свойств карбонатных пород | 147 |
| 6.3. Формирование глинистых коллекторов | 153 |
| 6.4. Проницаемость соленосных пород | 174 |
| <i>Глава 7. Флюидодинамика глубоких горизонтов Западно-Сибирского НГБ</i> | 177 |
| 7.1. Геологическое строение и тектоника | 177 |
| 7.2. Гидрогеологические условия бассейна | 185 |
| 7.3. Некоторые особенности фильтрационных свойств пород | 191 |
| 7.4. Влияние периферии бассейна на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов | 199 |
| 7.5. Оценка влияния элизионного питания на формирование пластовых давлений глубоких горизонтов | 217 |
| 7.6. Флюидодинамические особенности глубоких горизонтов центральных районов бассейна | 224 |
| 7.7. О вертикальной палеомиграции глубоких флюидов | 242 |
| <i>Глава 8. Флюидодинамика нефтегазоносных горизонтов северной части Печорского НГБ</i> | 247 |
| 8.1. Геологическое строение | 247 |
| 8.2. Тектоника | 255 |
| 8.3. Гидрогеологические условия | 257 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 8.4. Методы, используемые при анализе флюидодинамических особенностей глубоких горизонтов Печорского НГБ | 263 |
| 8.5. Флюидодинамические особенности глубоких горизонтов отдельных хорошо изученных структур | 272 |
| 8.6. Региональные особенности флюидодинамики Печорского НГБ | 275 |
| 8.7. Аномальные пластовые давления северной части Печорского НГБ | 282 |
| 8.8. Результаты изучения температурного поля глубоких горизонтов | 286 |
| 8.9. Результаты изучения поля минерализации глубоких флюидов | 294 |
| 8.10. Типизация гидродинамических блоков | 303 |

Глава 9. Флюидодинамика глубоких горизонтов

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Восточно-Предкавказского НГБ | 312 |
| 9.1. Геологическое строение | 312 |
| 9.2. Тектоника | 316 |
| 9.3. Гидрогеологические условия | 318 |
| 9.4. Оценка влияния периферии на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов | 325 |
| 9.5. Оценка влияния элизионного питания на формирование пластовых давлений глубоких флюидов | 342 |
| 9.6. Локальные флюидодинамические особенности на отдельных структурах бассейна | 346 |
| 9.7. Аномально высокие пластовые давления | 358 |
| 9.8. Региональные особенности флюидодинамики Восточно-Предкавказского НГБ | 362 |

Глава 10. Флюидодинамика глубоких горизонтов

| | |
|----------------------------------------|-----|
| Бухаро-Каршинского НГБ | 374 |
| 10.1. Стратиграфия | 374 |
| 10.2. Тектоника | 377 |
| 10.3. Гидрогеологические условия | 380 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 10.4. Оценка влияния периферии НГБ на флюидодинамику нефтегазоносных горизонтов ... | 381 |
| 10.5. Локальные флюидодинамические особенности отдельных структур бассейна | 387 |
| 10.6. Аномально высокие пластовые давления | 390 |
| 10.7. Региональные флюидодинамические особенности бассейна | 393 |
| Глава 11. Тепло-массоперенос в глубоких горизонтах НГБ ... | 396 |
| 11.1. Палинологический анализ как доказательство вертикальной миграции глубоких флюидов | 397 |
| 11.2. Аномалии в глубоких горизонтах и вертикальная восходящая миграция глубоких флюидов | 399 |
| Глава 12. Генезис границ, формирующих пластово-блоковое строение глубоких горизонтов НГБ | 414 |
| Глава 13. Принципиальная модель формирования глубоких флюидов НГБ | 424 |
| Глава 14. Происхождение нефти и формирование месторождений УВ | 445 |
| 14.1. Гидрогеологические аспекты происхождения нефти и формирования месторождений УВ | 446 |
| 14.2. Существующие гипотезы (теории) происхождения нефти | 451 |
| Заключение | 493 |
| Литература | 500 |