

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРЕДПОСЫЛКИ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ТАДЖИКСКОЙ
ДЕПРЕССИИ**

ДУШАНБЕ

1975

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный
нефтяной институт

Таджикское отделение

Труды

Выпуск 182

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Под ред. канд. геол.-минерал. наук
Г.С.ВОЛОСА

Ответственный за выпуск
В.П.КОНДУР

ИЗДАТЕЛЬСТВО "ДУНИШ" *
Душанбе 1975

УДК 553.98:551.491.4 (575.3)

Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности Таджикской депрессии. Под ред. Г.С.Волоса. Душанбе, "Дониш", 1975, 197 с. ("Труды Всесоюз.науч.-исслед. геол.развед.нефт.ин-та", вып.182). Авт.:А.В.Готгильф, В.Н.Афанасьева, Т.А.Сафранов, М.И.Суббота.

В книге впервые рассматриваются комплексно гидрохимия, водорастворенные газы и органическое вещество, динамика пластовых вод и геотермические условия осадочной толщи пород, слагающих чехол Таджикской депрессии. значительное внимание уделяется теоретическим вопросам регионального движения вод и элизионных процессов в пластовых системах тектонически сложно построенной территории. На основе суммы геолого-гидрогеологических критериев сделан прогноз нефтегазоносности территории.

Книга представляет интерес для гидрогеологов, геологов-нефтяников, а также для студентов геологической специальности.

Таблиц 51, иллюстраций 36, список литературы - 160 назв.

А в т о р ы : А.В.Готгильф, В.Н.Афанасьева, Т.А. Сафранов, М.И.Суббота.

Г 20804 - 079 без объявл.
М 502 - 75

© Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный
нефтяной институт
Таджикское отделение, 1975

ВВЕДЕНИЕ

Таджикская депрессия является одним из наиболее сложнопостроенных регионов Советского Союза. Многие черты ее глубинного строения до сих пор остаются невыясненными, что в значительной мере затрудняет изучение гидрогеологических условий.

История поисковых работ на нефть и газ в Таджикской депрессии насчитывает более четырех десятков лет. Первая информация о динамике и составе пластовых под палеогена отдельных локальных структур Хаудаг, Учкизыл, Кокайтй приведена в работах Н.Г. Линдтропа, Н.П.Туаева и других. Важным этапом был цикл работ Л.С.Балашова по Сурхандарьинскому артезианскому бассейну, завершившийся в 1960 г. подробной монографией, в которой приведено распределение состава вод палеогена и верхнего мела, рассмотрены вопросы их формирования, а также обоснованно доказывается их морское происхождение.

Глубинными термальными водами депрессии с точки зрения их формирования, бальнеологического и промышленного значения плодотворно занимались Б.А.Бедер, Н.М.Чуршина, Б.С.Самарина, Б.Н.Крат.

Гидрогеология и формирование состава поверхностных вод региона привлекали значительно большее число исследователей. С точки зрения возможностей мелиорации природные воды изучались П.С.Панкратовым, М.Т.Бурак и др. Обобщающими исследованиями по водам верхней гидродинамической зоны являются работы, проведенные под руководством Б.С.Самариной при участии И.С. Мартыновой, Э.В.Козловой, О.Н.Собакина. Ими произведено гидрогеологическое районирование депрессии, химический и газовый состав вод увязан с орографическим и климатическим факторами. Важным событием явился выход 41-го тома гидрогеологии СССР "Таджикская ССР", где были подытожены многолетние исследования. Вместе с тем, в едином аспекте с точки зрения нефтяной гидрогеологии глубинные воды здесь не рассматриваются.

Непосредственно нефтепоисковая гидрогеология планомерно начала изучаться с 1961 г. в Таджикском отделении БНИГРИ (а затем БНИГНИ). Кроме того, гидрогеологические исследования на территории депрессии проводились СредАзНИИГАЗом (М.Г.Лубян-

ская, В.Н.Пашковский) и ИГИРНИГМом (С.Талипов), ВНИГНИ(В.И. Брэташ).

В предлагаемой книге подводятся итоги 15-ти летних исследований нефтяной гидрогеологии Таджикской депрессии, проведенные в Таджикском отделении ВНИГНИ. Особое внимание уделяется роли растворенных газов и органического вещества как важным показателям нефтегазоносности недр, гидрохимической характеристике осадочного чехла и результатам газогидрохимической региональной съемки.

Глава I написана А.В.Готгильфом и М.И.Субботой; глава II - Т.А.Сафрановым и А.В.Готгильфом; глава III - Б.Н.Афанасьевой, А.В.Готгильфом, М.И.Субботой; глава IV - А.В.Готгильфом, Б.Н.Афанасьевой, с участием И.К.Канбиной; глава V - Т.А.Сафрановым, А.В.Готгильфом, при участии Э.К.Ивановой; глава VI - А.В.Готгильфом, Б.Н.Афанасьевой при участии В.П.Кондура; глава VII - А.В.Готгильфом, Б.Н.Афанасьевой при участии Б.А.Бояригова; глава VIII - А.В.Готгильфом, М.И.Субботой, Б.Н.Афанасьевой.

В оформлении книги принимали участие Т.В.Плешкова, Т.М. Олейникова и Р.А.Шираковская.

Книга отредактирована кандидатом геолого-минералогических наук Г.С.Болосом, за что авторы выражают ему глубокую признательность.

Пользуясь случаем, авторы выражают благодарность за повседневную помощь в работе М.Б.Васильчикову, Г.Е.Котеняткиной (ЭРБ УГМС Таджикской ССР), Л.Г. Штейнбергу, Е.В.Магазову, А.А.Залилову, Э.М.Подольской, Ю.А.Воскресенской (НГДУ "Таджикнефть"), Б.Е.Лебзину, Б.С.Коробе, В.П.Кондуру, Л.М.Сафьяну, И.Р.Меламеду, Е.П.Чекмачевой, Р.Бехнуду (Таджикское отделение ВНИГНИ), Е.К.Брэташу (ВНИГНИ).

Авторы выражают глубокую признательность доктору геолого-минералогических наук, профессору И.С.Старобинцу, взявшему на себя труд просмотреть рукопись и высказавшему ряд ценных замечаний.

О РОЛИ ГИДРОГЕОЛОГИИ В ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

После того, как отдельные исследования пластовых вод нефтяных месторождений вылились в самостоятельную отрасль гидрогеологии – нефтегазовую гидрогеологию (1920–1935 гг.), в ней определились два основных направления. Первое направление – нефтегазопромысловая гидрогеология, основной задачей которой является изучение гидравлических характеристик отдельных месторождений в целях подсчета запасов и определения режима разработки. Второе направление – нефтегазопромысловая гидрогеология – входит в комплекс геологических исследований по определению перспектив нефтегазоносности крупных регионов и выявлению внутри этих регионов отдельных участков и залежей.

Основным положением нефтегазопромысловая гидрогеология является положение В.И.Вернадского о взаимосвязи механических, физических, химических и биохимических процессов в системе порода–вода. Процессы, происходящие в системе порода–вода и в системе порода–вода–нефть–газ, являются причиной своеобразия растворенного комплекса природных вод (ионы, недиссоциированные молекулы, органическое вещество, газы), микрофлоры, распределения давлений и отчасти температур. Элементы этого своеобразия используются в качестве критериев оценки перспектив нефтегазоносности земель.

Огромную роль в развитии представлений о гидрогеологических критериях сыграли фундаментальные работы отечественных исследователей: В.А.Сулина, Н.К.Игнатовича, В.Н.Крото – вой, А.А.Карцева и др.

В.И.Вернадский (1936) в своей работе "История природных вод", являющейся частью обширной монографии "История минералов земной коры", выделил семейство нефтяных вод. Одним из главных отличий этих вод он считал характер и количество растворенных в них органических веществ и газов, которые "являются следствием взаимодействия между водами и нефть –

тями, с которыми они совместно встречаются".

В.А.Сулин (1935,1948) дал развернутую генетическую классификацию "нефтяных" вод, причем выделил два типа наиболее характерных вод нефтяных месторождений – хлоркальциевый и гидрокарбонатнонатриевый. Работа В.А.Сулина заложила основы разработки гидрохимических признаков.

В работах Н.К.Игнатовича (1945,1948) нашел свое наиболее яркое выражение тот факт, что "нефтяные" воды являются по существу водами застойных зон артезианских бассейнов. Связав состав вод с динамикой, Н.К.Игнатович развил представления о гидрохимическо-динамической зональности подземных вод как о косвенном критерии нефтегазоносности крупных регионов, совпадающих с артезианскими системами.

В дальнейшем представления о гидрогеологических и гидрохимических критериях нефтеносности развивались Е.А.Барс, Б.А.Бедером, Х.А.Равикович, А.А.Баровым, Г.М.Сухаревым, М.А.Гатальским, В.А.Кротовой, А.А.Капцевым, Б.Б.Митгарц, Ш.Е.Альтовским, Э.Е.Лондон и другими исследователями.

С работами Б.В.Белоусова, Б.П.Савченко, М.С.Гуревича, М.И.Суботы, В.В.Беляковой, А.Л.Козлова, А.А.Черепеникова, А.Ю.Намиота, В.Н.Корценштейна, Л.М.Зорькина и других связано изучение поискового значения газового состава вод. Изучение связанной с углеводородами микрофлоры выполнялось в основном Г.Л.Гинзбург-Карагичевой, Г.А.Могилевским, С.И.Кузнецовым и др.

Один из наиболее полных обзоров развития нефтегазопоисковой гидрогеологии был дан в работе В.А.Кротовой (1960), а газогидрохимических признаков наличия нефти и газа приведен в работе А.С.Зингера "Газогидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур" (1966).

Только беглое перечисление имен исследователей, работающих в области изучения гидрогеологических критериев нефтегазоносности, могло составить довольно объемистую книгу. Поэтому, не ставя перед собой задачу делать обзор работ в этой области, мы остановимся лишь на вопросе об общем комплексе показателей гидрогеологической оценки перспектив нефтегазоносности.

Чтобы выяснить систему этих представлений, нужно прежде-

де всего ясно определить такое понятие как "фактор". Фактор (лат.) - это движущая сила, причина какого-либо процесса или явления (Словарь русского языка. Составил С.П.Ожегов. 3-е изд., М., Гос.изд.иностр. и науч.словарей, 1953, 748 с.) или одно из основных условий процесса (Словарь иностранных слов. Под ред. И.В.Лепкина и Ф.Н.Петрова. Изд.5-е.М., Гос. изд.иностр. и науч.словарей, 1956, 718 с.). Естественно, что понятие "фактор" отражает условия (пассивные причины) и активные силы (физические, механические, химические), способствующие или противодействующие генерации, миграции, аккумуляции и сохранению скоплений углеводородов.

Некоторые факторы, действующие в настоящее время, не поддаются непосредственному наблюдению, несмотря на то, что они могли с разной активностью действовать на протяжении геологического времени. Поэтому возникает понятие "признака" соответствующего фактора и мы имеем простую логическую схему: фактор - признак фактора. Отделив понятие "признак" от понятия "фактор", можно составить схему, отражающую взаимосвязь факторов и признаков (табл. I).

С указанных позиций те схемы классификации, которые включают в себя только понятие "показатель нефтегазоносности" являются логически недостаточно совершенными. Такова классификация "Главных положительных гидрохимических показателей нефтегазоносности", составленная М.С.Гуревичем (1965)^х). В ней выделяются три группы показателей нефтегазоносности: состав подземных вод, гидрогеологические условия территории и палеогидрогеологические условия. Показатели всех трех групп делятся на прямые и косвенные. В некоторых группах и подгруппах выяснены только косвенные показатели (бактериальный состав воды, палеогидрогеологические условия).

Более логично деление на показатели условий сохранения (разрушения), показатели наличия нефти и газа и показатели условий формирования месторождений (Карцев, 1963). Показатели условий сохранения (разрушения) по приведенной схеме

х) "Объяснительная записка к гидрохимической карте западной части Средней Азии масштаба 1:1 500 000 под редакцией Б.Б.Митгард. Ленинград, 1965.

Факторы нефтегазоаккумуляции и их признаки

Факторы	На что влияет фактор	Признак наличия фактора	
		в настоящем	в прошлом
I	2	3	4
Движение вод	На механизмы формирования и разрушения скоплений углеводородов (механическое вымывание, "гидродинамические" ловушки, перенос органического вещества и растворенных газов)	Изменение приведенных давлений (?), непосредственное наблюдение при помощи радиоактивных изотопов, взаимодействие между скважинами.	Изменение состава пластовых вод (наличие признака инфильтрации и т.д.). Признаки благоприятных условий для эдизионного выжимания флюидов (увеличение мощностей). Признаки благоприятных условий для инфильтрации на различных геологических этапах (перерывы в осадконакоплении).
Температура	На растворимость углеводородов, на интенсивность физико-химических процессов.	Непосредственное наблюдение, определение путем интерполяции.	Геологические реконструкции глубин залегания пластов и определение температуры по аналогии.
Химический состав вод	Химические процессы взаимодействия в системе вода-органическое вещество-углеводороды.	Непосредственно наблюдается при отборе проб воды и газа из скважин, источников и т.д.	Путем интерпретации хим. состава можно отделить "первичные" воды от "вторичных" и установить наличие разбавляющей компоненты.
Наличие ВРОВ и газооб-разных углеводородов	Большие концентрации благоприятствуют формированию скоплений, выделению газов в свободную фазу.	Непосредственно наблюдается в пробах воды, косвенно - наличие микрофлоры, взаимодействующей с углеводородами	При отсутствии углеводородов продукты их окисления (H_2S , CO_2) указывают на наличие в прошлом.

1	2	3	4
Коллекторские свойства пород	На формирование и разрушение скоплений; высокая проницаемость обеспечивает динамичность флюидов систем;	Определяется исследованиями в скважинах. Косвенно о проницаемости можно судить по гидрохимии и перепадам приведенных давлений.	Изучается диагенез коллекторов. Имеет значение анализ мощностей вылезающих толщ (кривая Бассоевича).
Разрывные нарушения	На возможность вертикального движения флюидов; оказывает экранирующее действие на латеральное движение	Взаимодействие между горизонтами в процессе испытания или разведки; взаимодействие между отдельными тектоническими блоками	Изменение химического состава вод в приразломных зонах в разных тектонических блоках. Перепад напоров.
Наличие ловушек	Определяет возможность аккумуляции и сохранения скоплений углеводородов	Непосредственное изучение структурного плана, литологии и т.д. Аномалии в поверхностных водах (за счет миграции флюидов).	Структурно-фациальные особенности, остаточные концентрации углеводородов.

определяют такие факторы как движение вод, ионно-солевой и бактериальный состав воды. Состав воды можно толковать двояко. С одной стороны, он определяет степень агрессивности среды и интенсивность процессов взаимодействия вода-исходная органика и вода-углеводороды, с другой стороны, часть компонентов состава является продуктами и, следовательно, признаками таких процессов. Показатели условий формирования месторождений (по А.А.Карцеву) в приведенной схеме согласуются с признаками таких факторов, как движение вод, температура, состав воды, коллекторские свойства и объединяют признаки действия этих факторов на прошлых этапах. Поэтому представляется необязательным выделять отдельную группу палеогидрогеологических показателей.

Двойственность признака и фактора относится к такому явлению как перепад напоров. С одной стороны, перепад напоров можно рассматривать как признак движения вод, с другой стороны, он сам по себе является фактором движения.

Наличие залежи нефти и газа можно не рассматривать как фактор, так как свободное скопление является результатом действия суммы факторов и, следовательно, отчасти и их признаком. Одним из факторов, благоприятствующих газонефтенакоплению, является повышение концентрации углеводородов. Выделенные А.А.Карцевым признаки наличия нефти и газа в приведенной схеме соответствуют признакам этого фактора.

Разумеется, какие-либо четкие и однозначные признаки наличия залежей нефти и газа (гидрогеологические, гидрохимические, геофизические) в значительной мере сокращают изучение признаков различных факторов, благоприятствующих или препятствующих нефтегазонакоплению. Надежный признак наличия залежи является вполне достаточным. Однако, до сих пор нет таких вполне надежных признаков. Геохимические и геофизические методы наталкиваются не только на технические (чувствительность приборов), но и на принципиальные трудности.

Одной из принципиальных трудностей углеводородной съемки (газовой, газокерновой, газогидрохимической и др.) является невыясненность процессов образования углеводородов. Известны случаи, когда на разведываемых структурах в процессе

бурения в верхних горизонтах отмечались проявления горючих газов, улавливаемые без всяких приборов, а на глубине не оказывалось промышленных скоплений.

Другая категория показателей наличия залежей нефти и газа включает в себя те признаки, которые можно наблюдать в глубоких разведочных и поисковых скважинах.

Все эти признаки относятся к ореолам вокруг газовых и нефтяных залежей. Таковы ореолы повышенной концентрации растворенных газов вокруг газовых залежей, ореолы растворенных битумов органических веществ. Поисковое значение таких ореолов зависит от их величины. Изменения каких-либо индикаторных концентраций в непосредственной близости от газодляного и водонефтяного контакта поискового значения, естественно, не имеет. Большое значение имеют ореолы, простирающиеся на значительные расстояния.

Поисковое значение ряда компонентов, составляющих ореолы вокруг газовых и нефтяных залежей, не выяснено в той мере, чтобы давать однозначные ответы. В настоящее время идет большая работа по определению концентраций растворенных органических веществ, а также других продуктов взаимодействия в системе вода-залежь (NH_4 , CO_2 , SO_4 и т.д.), характерных для зон промышленной газо- и нефтенасыщенности.

Одним из таких исследований, посвященных выяснению целого ряда компонентов, начиная от органического вещества и микрофлоры и включая растворенные газы, является работа А.С.Зингера "Газогидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур" (1966), где делается попытка на примере группы месторождений и разведочных площадей Нижнего Поволжья обосновать ряд прямых поисковых критериев.

Работы по выяснению прямых критериев ведутся в направлении выяснения все большего спектра определяемых веществ, некоторые из которых находятся в очень небольших концентрациях (бензол). С другой стороны, продолжают попытки выяснения непосредственного поискового значения давно известных компонентов (SO_4 , HCO_3 , N H_4 , H_2S) в применении к конкретным районам. Таковы, например, работы Х.А.Равикович (1957, 1960, 1962) по Фергане, Л.К.Гуцало по Днепрово-Донецкой впадине (Гуцало, Кривошея, 1966). Интересным моментом в работах

Л.К. Гуцало является попытка выяснить непосредственное поисковое значение растворенного гелия (Гуцало, 1966).

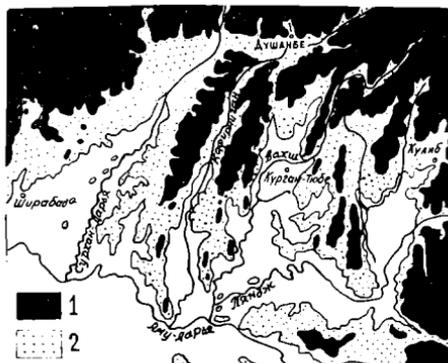
На настоящее время из прямых поисковых показателей наиболее надежным считается состав и концентрация растворенных газов и органического вещества (Барс, 1965; Сингер, 1966). Несмотря на определенный прогресс в области разработки прямых поисковых гидрохимических критериев, окончательного решения этой задачи еще нет. Поэтому сохраняет свое значение комплексное гидрогеологическое исследование газонефтеносных районов с выяснением конкретных гидрогеохимических и гидродинамических условий существования залежей и месторождений. Эти работы могут не содержать элемента новизны в части методики выявления новых компонентов или повышения чувствительности определения известных. Однако, они могут вносить новое и в интерпретацию уже известных элементов гидрогеологического комплекса исследований. Это новое, в основном, относится к толкованию признаков и выяснению действия гидрогеологических факторов применительно к конкретным условиям данного района. Например, такой признак как уменьшение минерализации пластовых вод относительно преобладающего фона и переход типов от хлоркальциевого к сульфатнатриево-магниевого толкуется по разному. Одни исследователи считают это явление признаком инфильтрации поверхностных вод, другие - признаком подземного испарения и конденсации седиментационных вод в процессе вертикальной миграции газа (Колодий, 1964).

Такой фактор, как гидродинамическая застойность вод с одной стороны благоприятствует сохранности углеводородов, а с другой - может препятствовать перфорированию залежей в районах с наложенной тектоникой.

Неоднозначность отдельных признаков и факторов требуют комплексного изучения гидрогеологических явлений для дополнительной оценки газонефтеноности района. В связи с этим, в задачу нашей работы входило подробное изучение всех доступных нам гидрохимических и гидродинамических особенностей Чадникской депрессии с целью выявления значения этих особенностей и предполагаемого их влияния на нефтегазоаккумуляцию.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЛЕЙСТАЦЕННОСТЬ

Таджикская депрессия занимает советскую часть Афгано-Таджикской впадины, относимой большинством исследователей к постплатформенной орогенической области. Границами Таджикской депрессии на севере являются южные склоны Гиссарского хребта, на востоке — западное окончание Дарвазского хребта, на юге — государственная граница с Афганистаном и на западе — зона Кугитанг-Байсунтауского и Сурхантауского разломов. Общая площадь Таджикской депрессии составляет около 43 тыс. км².



Р и с . 1. Стратиграфическая схема Таджикской депрессии
1 — высоты более 1000 м; 2 — высоты от 500 до 1000 м.

В пределах депрессии находятся сравнительно невысокие хребты, представляющие виргации хребтов Петра Первого и Дарвазского. Сгущаясь на северо-востоке (максимальные отметки до 3000 м), они веерообразно расходятся в юго-западном направлении, постепенно снижаясь и образуя довольно контрастный рельеф (рис. 1).

1. Геологическое строение

В строении Таджикской депрессии выделяются фундамент и осадочный чехол. Последний сложен мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью порядка 10—12 км.

В фундаменту относятся докрикий комплекс отложений, сложенный геосинклинальными формациями палеозоя и эоцигосинклинальными формациями верхней перми и триаса. Некоторые исследователи

ватели пермо-триасовые образования выделяют в промежуточную серию. Этот структурно-формационный комплекс отложений отражает герцинский цикл развития региона.

Альпийский комплекс образует осадочный чехол и объединяет отложения от нижней юры до современных включительно. В альпийском цикле истории развития выделяются платформенный и орогенный этапы. Платформенный этап развития отвечает времени накопления от триаса (рэта ?) до палеогена включительно, а орогенный (эпиплатформенный) соответствует во времени накоплению молассовой формации неогена и образованиям четвертичного возраста.

П а л е о з о й с к о е складчатое основание вскрыто скважинами лишь в северной части депрессии в Душанбинском прогибе, где метаморфические и магматические породы залегают на глубинах около минус 3,0-3,5 км и более. Как указывают данные геофизических исследований, в пределах большей части рассматриваемой территории фундамент залегает на значительных глубинах, достигающих в ряде районов 8-10 км и более, имея, вероятно, мозаично-блоковое строение и сложный тектонический рельеф.

Выходы п е р м о - т р и а с о в о й толщи на поверхности известны лишь в Васмикухойской подзоне Юго-Западного Дарваза и на южных склонах Гиссарского хребта. На Юго-Западном Дарвазе с размывом на верхнепермских карбонатных породах залегают мощная толща (650-890 м) песчаников нижнего триаса (васмикухская свита). Нижняя часть толщи представлена прибрежно-континентальными, а верхняя - морскими образованиями. Толща песчаников перекрывается аргиллитами эликагарской свиты нижнего триаса (175 м), содержащих горизонты песчаников и линзы конгломератов. Завершается разрез нижнего триаса толщей грубообломочных пород иокуньжской свиты, достигающей мощности 430 м (Дембицкий, Лучников, 1972).

Пермо-триасовые отложения южного склона Гиссара объединяются в ханакинскую свиту, которая имеет мощность около 2000 м. В нижней части она сложена неотсортированными конглобрекчиями, а в верхней - красноцветным комплексом песчано-глинистых пород. В разрезе отмечаются горизонты и пачки эффу-

живных пород (20–120 м). Возраст ханакинской свиты условно принимается как средне-верхнетриасовый.

Верхнетриасовые отложения представлены бокситоносными породами, сменяющимися вверх по разрезу угленосными образованиями. Мощность отложений лежит в пределах 5–30 м, достигая в отдельных пунктах 70 м. В.С. Лучников (1972) подвергает сомнению их верхнетриасовый возраст и относит рассматриваемые отложения к нижнему лейасу.

Юрские отложения в пределах Таджикской депрессии погружены на значительные глубины и вскрыты скважинами лишь на некоторых структурах Душанбинского прогиба. Обнажаются они в горном обрамлении и сосредоточены, в основном, в трех структурно-фациальных зонах: в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, на его южных склонах и на Юго-Западном Дарвазе. Каждая из указанных зон характеризуется своим типом разреза. Мощность юрских отложений колеблется от 150 до 2300 м (Лучников, 1972).

Нижне-среднеюрские отложения повсеместно представлены разнообразным комплексом континентальных угленосных терригенных пород различного генезиса, среди которых в юго-западных отрогах Гиссара верхнебайосские морские отложения (чередующиеся известковистые алевролиты, песчаники и аргиллиты мощностью 15–100 м), а разрез венчается мощной пачкой аргиллитов (до 50–80 м) нижнего келловея. На Дарвазе батский разрез слагается пестроцветными дельтовыми образованиями (аргиллитоподобные глины, алевролиты и песчаники, мощностью до 300 м).

Терригенные угленосные отложения нижней и средней юры сменяются мощной толщей карбонатных пород келловей-оксфорда (до 60 м). На территории южных склонов Гиссарского хребта лишь келловейский ярус сложен карбонатными породами (до 130 м). В основании оксфорда здесь залегает терригенная пачка (40–90 м), которая выше сменяется толщей чередующихся песчано-алевритовых и карбонатных пород (до 60 м мощностью). Венчается разрез оксфордских отложений известняково-доломитовой пачкой (до 50 м). К востоку происходит замещение карбонатных пород келловея терригенными образованиями. В Душанбинском прогибе келловейские отложения отсутствуют. На Юго-Западном

Дарвазе келлоген"-окофтордские отложения представлены мощной толщей (до 450 м) отсортированных известковых песчаников, с прослоями алевролитов в верхней части.

Отложения кимеридж-титона (гаурдакская свита) имеют различные мощности, строение и состав. Наиболее полные разрез в юго-западных отрогах Гиссара сложены ангидритами с прослоями известняков (180-420 м), каменными солями (до 450 м), сульфатными породами с прослоями глин (15-40 м) и известковистыми глинами с прослоями гипсов (ангидритов) и мергелей (20-60 м). Видимо, аналогичный состав имеет гаурдакская свита и в центральных частях Таджикской депрессии, где отложения ее участвуют в формировании солянокупольных структур. На север вдоль юго-западных отрогов Гиссара значительно сокращается мощность кимеридж-титона, исчезает галогенная составляющая и происходит постепенное замещение сульфатов терригенно-карбонатным комплексом пород. Это наблюдается также в восточных разрезах южного склона Гиссарского хребта и в Душанбинском прогибе. На Юго-Западном Дарвазе отложения кимеридж-титона (сарынамакская свита) представлены красноцветными глинами с горизонтами гипсов, линзами солей и солями мергелей и песчаников. Мощность сарынамакской свиты 200-900 м (Лучников, 1972).

Меловые отложения мощной толщей (до 2 км и более) наиболее полно представлены в отрицательных структурных элементах территории и обнажаются на разных стратиграфических уровнях в морфологически выраженных антиклинальных складках и в горном обрамлении Афгано-Таджикской впадины. В различных частях Таджикской депрессии меловые отложения вскрыты поисково-разведочными скважинами, однако степень вскрытости на различных структурах неодинакова.

Нижний мел подразделяется на десять стратиграфических горизонтов, объединяющих по площади ряд разнофациальных толщ, свит (Андреев, 1969). Общая мощность нижнемеловых отложений в пяти основных структурно-фациальных зонах, выделенных В.Н. Андреевым, колеблется от 500 м в северных районах до 1200 м и более в южных. Разрез их характеризуется преобладанием красноцветных терригенных образований. Роль последних

возрастает в нижних частях разреза (берриас-нижний баррем), особенно в разрезе нижнемеловых отложений восточной части Таджикской депрессии. Морские глинисто-карбонатные породы широко развиты в южной подзоне Гаурдак-Кугитангской зоны, постепенно выклиниваются к северо-востоку и востоку и замещаются петроцветными и красноцветными образованиями. "Языки" сероцветных терригенных и карбонатных пород распространяются не далее западных частей Вахш-Хингоуских складок. Исключение составляют морские сероцветные породы верхнего альба (джетымтауская свита), отмечающиеся на Юго-Западном Дарвазе, и являющиеся следствием самой обширной в раннем мелу трансгрессии (Андреев, 1972).

Верхнемеловые отложения характеризуются изменчивостью мощностей (от 400 м на севере до 1300 м и более - на юге) и литолого-фациального состава (Фроленкова, 1971; Юртаев, 1970). Сеноманские отложения (180-290 м, а в обрамлении 50-370 м) в западных районах в основном сложены глинисто-карбонатными породами. К востоку глины замещаются алевролитами, песчаниками, красноцветными и гипсоносными образованиями. Отложения туронского яруса (120-400 м) в основании разреза представлены глинами, в средней части - известняками-ракушечниками иверху - пестроцветно-гипсоносными породами. Коньякские отложения (100-220 м) на большей части территории сложены глинами с прослоями известняков, сменяющимися выше мергелями. Сантонский ярус (120-250 м) представлен в верхней части гипсами и пестроцветными глинами, а в нижней части появляются прослои известняков. В западных районах депрессии основное значение имеют зеленовато-серые глины. Кампанские (0-380 м) и маастрихтские (0-170 м) отложения в западных и юго-западных районах исследуемого региона сложены чередующимися песчаниками, известняками и глинами, а в восточных частях - преимущественно карбонатными породами.

П а л е о г е н о в ы е отложения территориально связаны с породами мелового возраста. Литологически дифференцированная как по разрезу, так и по площади мощная (до 1000 м) толща палеогеновых лагунно-морских образований выходит на дневную поверхность в горном обрамлении и в пределах зон поднятий Афганско-Таджикской впадины. Кроме того, отложения

палеогена вскрыты скважинами во многих пунктах исследуемой территории. В палеогеновой системе выделяются все три отдела — палеоцен, эоцен и олигоцен, краткое описание которых дано по материалам Г.П.Крейденкова и др. (1974).

Палеоценовые отложения подразделяются на акджарские и бухарские слои. Акджарские слои представлены толщей гипсов, доломитов и известняков (0–250 м), а на востоке региона — красноцветными терригенными и сульфатными породами (25–250 м). Бухарские слои слагают или карбонатные или сульфатно-карбонатные породы, мощностью от 50 до 250 м.

К эоцену относятся сузакские, алайские, туркестанские, риштанские, исфара-ханабадские и возможно сумсарские слои. В строении сузакских слоев (4–115 м) основную роль играют терригенно-глинистые породы. Алайские слои (50–230 м) в нижней части представлены глинами, мергелями и известняками, в средней — известняками, доломитами, гипсами, глинами, песчаниками (на востоке депрессии — красноцветными терригенными породами). Верхняя часть алайских слоев сложена известняками, мергелями, глинами и устричниками. Туркестанские слои (15–100 м) слагаются серыми и зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями карбонатных и терригенных пород. Риштанские слои (0–200 м) в основании разреза представлены серыми песчаниками и алевролитами, в средней части — гипсами, в верхней — красноцветными терригенными породами. В юго-западных разрезах гипсы отсутствуют, а в Предгиссарской зоне, в основном, развиты песчаники, реже серые глины и алевролиты. Исфара-ханабадские слои (0–180 м) слагаются в основном глинами, иногда с прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Нижняя часть сумсарских слоев (0–100 м) сложена коричневыми глинами, а верхняя (0–10 м) — серыми, коричнево-серыми песчаниками и алевролитами.

Олигоцен представлен шурьсайскими слоями, к которым относится переслаивающаяся толща лагунных и континентальных образований (20–160 м), в составе которой основная роль принадлежит красноцветным терригенным породам.

Верхний орогенный комплекс образован толщами континентальных красноцветных и сероцветных моласс неогена — антропогена мощностью до 5000–7000 м и более.

В неогеновых отложениях выделяются нижний (миоцен) и

верхний (плиоцен) отделы. Миоценовые образования подразделяются на больджуанскую (1200 м), хингоускую (2200 м) и тавильдаринскую (1600 м) свиты, сложенные песчаниками, алевритами, глинами, гравелитами и конгломератами. В отложениях плиоцена выделены кэранакская (песчаники, конгломераты, алевриты, реже глины, мощностью около 1700 м) и полизакская (конгломераты, песчаники, реже алевриты, мощностью в стратотипе более 1800 м) свиты. Грубообломочные породы тяготеют к участкам, которые были близки к области сноса, а в центральных частях преобладают более мелкозернистые образования аллювиального и озерного происхождения (Меламед, 1969).

Четвертичные отложения представлены континентальными образованиями, которые распространены весьма широко и неравномерно. Отложения сложены пролювиальными, делювиальными и аллювиальными фациями. Мощности их колеблются от нескольких метров до нескольких сотен метров (Чедия, 1972). Естественная мощность кулябских (верхнеплиоцен-нижнечетвертичных) отложений на площади Батрабат до 2800 м (Кондур, Сафьян, Марсал, 1974).

Существуют различные представления о тектоническом строении Таджикской депрессии, ее районировании, основных закономерностях в строении чехла, характере и масштабах дисгармонии в строении надсолевого и подсолевого комплексов, о взаимоотношении структурных планов фундамента и осадочного чехла.

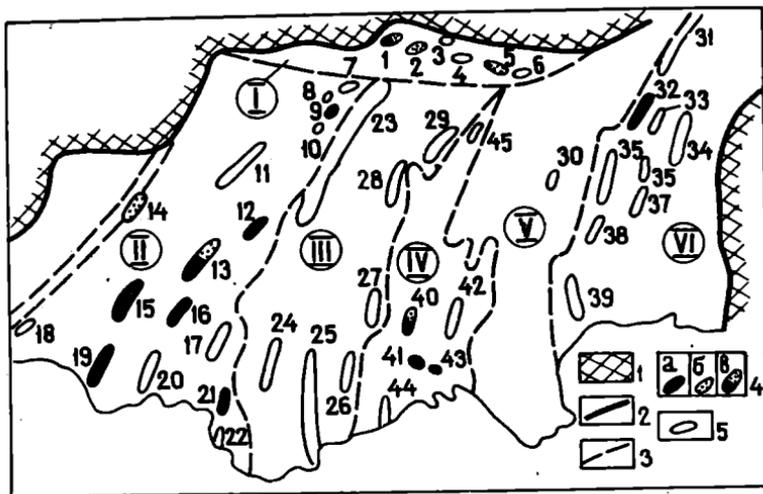
В настоящее время нет единого мнения о границах геоструктурных элементов Таджикской депрессии и их генетической принадлежности, вследствие чего одни и те же положительные или отрицательные структурные единицы различными исследователями называются по-разному. Этим и объясняется большое число схем районирования исследуемой территории. Одна группа исследователей (С.И.Ильин, К.В.Бабков, П.К.Чихачев, Б.А.Петрушевский, С.А.Захаров и др.) при тектоническом районировании исходит из допущения, что депрессия в своем естественно-историческом развитии была единым обширным прогибом между Тянь-Шанем и Памиром, заложившимся в верхнем палеозое. На протяжении мезозоя и палеогена регион испытал колебательные движения, а складчатость возникла в конце неогена. Районирование депрессии про-

водится ими по морфологии современных структур. Выделяются Кулябская, Вахшская, Сурханская, Гиссарская синклинали ("синклинали") зоны и разделяющие их Обигармская и Кафирниганская антиклинальные ("антиклинальные") зоны. Иных принципов районирования придерживаются О.С.Вялов, И.Е.Губин, Л.Б.Бонгаз, О.К.Чедия, А.К.Трофимов и др., которые важнейшее значение придают различиям в истории развития разных частей депрессии. Так, Л.Б.Бонгаз (1963) в пределах Таджикской депрессии выделяет: Преддарвазскую зону, состоящую из Кулябского синклинория и Обигармского антиклинория; Центральную зону, представленную Кафирниганским антиклинорием, Сурханским и Вахшским синклинориями. Довольно близки к зонам Л.Б.Бонгаза зоны, выделенные О.К.Чедия (1972), однако эти структуры фигурируют в качестве подзон, соответствующих мегаантиклиналям и мегасинклиналям.

На рисунке 2 приведена принятая в данной работе тектоническая схема, а также локальные структуры и месторождения Таджикской депрессии, по которым имеются гидрогеологические данные. Границы и названия крупных структурных элементов приведены по С.И.Ильину и С.А.Захарову. Учтена последующая редакция этих границ по К.Н.Кравченко, Е.В.Лебзину и другим.

По этой схеме выделяются: Сурханская синклинали, Кафирниганская антиклинальная, Вахшская синклинали, Обигармская антиклинальная, Кулябская синклинали зоны и Душанбинский прогиб.

Геоморфологически синклиналильные зоны частично совпадают соответственно: с долиной р. Сурхандарьи, со слиянием долин р. Яван и нижнего течения р. Вахш (Вахшская синклиналильная зона), слиянием долин рр. Кызылсу и Яхсу (Кулябская зона) и с Гиссарской долиной, где сливаются реки Иляк, Кафирниган, Варзоб (Душанбинский прогиб). В этих зонах отложения от палеогена и древнее как правило погружены и не обнажаются на поверхности, в то время как в хребтах антиклинальных зон обнажаются породы вплоть до нижнемелового возраста. Выделение зон по принципу приподнятого положения осадочного чехла, в частности по положительным отметкам палеоценовых отложений в сводах антиклиналей, позволяет достаточно уверенно определять их территориальные границы. Кроме того, границы зон совпадают как



Р и с. 2. Схема тектонического районирования
Таджикской депрессии
(по материалам С.И.Ильина, С.А.Захарова и др.)

I - горное обрамление Таджикской депрессии; 2 - границы депрессии и 3 - основных геоструктурных элементов: I - Душан - Бинская ступень (прогиб), II - Сурханская синклиналиальная зона, III - Кафирниганская антиклинаальная зона, IV - Вахшская синклиналиальная зона, V - Обигармская антиклинаальная зона, VI - Кулябская синклиналиальная зона; 4 - месторождения: а - нефтяные, б - газовые, в - нефтегазовые; 5 - разведочные площади и структуры: I - Шаамбары, 2 - Комсомольское, 3 - Гульбиста, 4 - Рохаты, 5 - Андыген-Орджоникидзеабд, 6 - Южный Гумбулак, 7 - Далан, 8 - Шурбулак, 9 - Северная Курганча, 10 - Южная Курганча, 11 - Миршады, 12 - Коштар, 13 - Ляльмикар, 14 - Боянгора (Гаждак), 15 - Хаудаг, 16 - Кокайты, 17 - Дасманата, 18 - Каракурт, 19 - Учкизыл, 20 - Джейранхана, 21 - Амударьинская, 22 - Карасырт, 23 - Бабатаг, 24 - Арыктау, 25 - Ходжаказиан, 26 - Кызимчек, 27 - Южный Аруктау, 28 - Даганакиик, 29 - Южный Джетымтау, 30 - Дангара, 31 - Гульбиста, 32 - Бештентяк, 33 - Южный Дегимахмуд, 34 - Ханабд, 35 - Кызылсу, 36 - Северный Пушион, 37 - Южный Пушион, 38 - Танапчи, 39 - Саят-Алинтай, 40 - Кызылтумшук, 41 - Акбаш, 42 - Донгуз, 43 - Кичикбель, 44 - Карадум, 45 - Яван.

правильно с развитием целой серии разрывных нарушений типа надвигов. Надвиги, вскрытые скважинами на границе Сурхандарьинской и Кафирниганской зон (Кургэнча, Северный Бабатаг), а также на юге Кафирниганской зоны (Ялгызак) имеют значительную амплитуду горизонтального смещения (до 15–20 км), аллохтон таких надвигов представлен комплексом пород от нижнего мела до неогена, а в автохтоне скважины достигли неогеновых отложений. В плоскостях этих нарушений развиты пластовые соляные тела, образованные продвижением солей киммеридж-титона.

Киммеридж-титонские соли обуславливают резкую дисгармонию строения надсолевой и подсолевой частей осадочного чехла. Эта дисгармония не имеет места в зоне отсутствия солей – в Душанбинском прогибе. Морфология локальных структур в антиклинальных зонах сложна: обычно это узкие, сильно сжатые, веерообразные или коробчатые бескорневые складки. В отрицательных геоструктурных элементах бурением изучены в основном верхние присеивые части локальных складок. Возможно, в целом особенности их строения аналогичны складкам антиклинальных зон.

Сложность тектоники и наличие этажей дисгармонии затрудняют первичное гидрогеологическое районирование по общегеологическим признакам. Отрицательные элементы, совпадающие в геоморфологическом плане с понижениями рельефа и окаймленные субмеридиональными полосами обнажений коренных пород можно в первом приближении трактовать как артезианские бассейны по мел-палеогеновым отложениям. Что же касается юрских подсолевых отложений, обнажения которых имеются только вдоль обрамления, то вся изучаемая территория может рассматриваться как единый бассейн. Но все эти заключения носят ориентировочный характер, поскольку особенности распределения состава вод и давлений, как это будет показано ниже, контролируются в значительной мере доантропогеновой историей развития региона, когда геоструктурные элементы были выражены гораздо слабее, чем в настоящий момент.

2. Коллектора и покрышки

Отложения юрско-палеогеновой толщи накапливались в платформенный этап развития территории, когда Афгано-Таджикская

впадина являлась частью эпигерцинской платформы Куга СССР, входя в состав Туранской плиты. Поэтому до некоторой степени разрез мезозоя впадины идентифицируется с разрезом платформы.

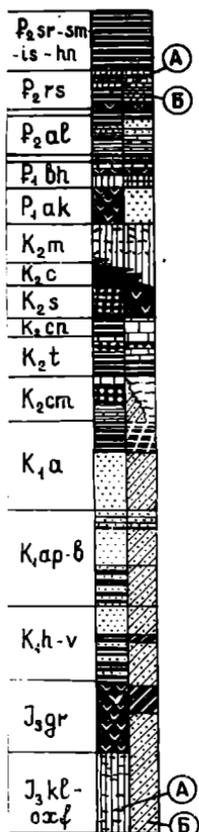
В интервале от юры до палеогена выделяется 21 горизонт с коллекторскими свойствами (табл. 2). Выделение это имеет определенные условности, так как горизонты иногда расчленяются на более мелкие слои в отдельных участках Таджикской депрессии. Сравнительно подробно изучены коллектора от эоцена до верхнего мела (У горизонт маастрихта), а более глубокие части разреза из-за недостаточности бурового материала хуже. На рисунке 3 показана схема размещения коллекторов и покрышек в стратиграфическом разрезе Кулябской зоны. Эта часть депрессии характерна резким и значительным изменением литолого-фациальных свойств пород чехла, причем разрез западной части зоны более характерен для всей остальной территории, а восточной части — для Придарвазья.

Коллектора сумсарских и риштанских слоев не представляют собой региональных горизонтов. Что касается карбонатных горизонтов от алая до сенона (I-a — У горизонты), то они регионально выдержаны и их распределение рассмотрено в работе М.Я.Эйкельмана и Л.В.Будыко (1974). Емкостные свойства этих коллекторов невысокие, преобладают значения пористости ниже 15% и только во П горизонте бухарских слоев по данным вышеупомянутых авторов выделяется значительная площадь в Вахшской и Кафирниганской зонах, занятая высокопористыми коллекторами (выше 15%).

Горизонты от УП до УШ представлены невыдержанными и маломощными известняками. IX и X горизонты сеномана относительно выражены, хотя емкостные свойства их мало изучены. Горизонты нижнего мела в сущности изучены только в Душанбинском прогибе, где их емкостные свойства ухудшаются по линии Андыген-Комсомольская-Шаамбары. В направлении на восток разрез меловых отложений меняется и в Кулябском прогибе все нижнемерловые коллектора от альба до валанжина представляют собой единый горизонт без существенных покрышек. Юрские коллектора (XV горизонт) известны только в Душанбинском прогибе, где их емкостные свойства (пористость ниже 5%) весьма невысоки. Изучение проницаемости горизонтов палеогена-юры (Афанасьева и

Характеристика проницаемых горизонтов
месторождений Таджикской депрессии

Номен- клатура гори- зонта	Возраст	Коллектор	Промышленные залежи нефти и газа
-	P_3^{sm}	песчаник	Бештентяк - нефть
а	P_2^{rs}	песчаник	-
б/Г-а/	P_2^{al}	известняк- ракушняк	Ляльмикар - газ, нефть; Шаамбары, Курганча - нефть
I - II	P_1^{bh}	известняки	Хаудаг, Учкизил, Ляльмикар, Кокайты, Кызылтумшук, Ки- чикбель, Акбаш, Амударьин- ская, Коштар - нефть; Ком- сомольская - газ; Бештен- тяк - нефть, газ
III - IV	P_1^{ak}	известняки- и доломиты	Ляльмикар, Кызылтумшук (IV горизонт) - газ, нефть
У	K_2^m	известняк	Кызылтумшук, Ляльмикар - газ
VI	K_2^{st}	песчаник, известняк	Ляльмикар - газ
VII	K_2^c	известняк	Выбросы газа на Хаудаге и Учкизыле
VIII	K_2^t	известняк	Горизонты VI-VIII расположены внутри региональной покрыв- ки
IX	K_2^{cm}	известняк с песчаным материалом	-
X	-"-	-"-	Комсомольское, Андыген - газ
XIа, б	$K_1^{a_1}$	песчаник известняк	Комсомольское, Андыген, Ша- амбары - газ
XII	K_1^{ap}	-"-	Комсомольское, Андыген - газ
XIII	-"-	-"-	-"-
XIV	K_1^{h-v}	-"-	-"-
XV	J_3^{ox}	карбонаты	-"-
XVI	J_3^{ke}	-"-	-
XVII-XIX	J_1	песчаники, алевролиты	-



др., 1974) показало некоторую тенденцию ухудшения фильтрационных свойств с глубиной в интервале от 0 до 3 км, что не исключает улучшения этих свойств на больших глубинах.

Р и с. 3. Схема размещения коллекторов и покрышек в стратиграфическом разрезе Кулябской синклинальной зоны (по Б.А. Шустову)

I – известняковый коллектор; 2 – песчаниковый коллектор, метаморфизованный, трещиноватый; 3 – замещение карбонатного коллектора песчаником (сверху) и глиной (снизу); 4–5 – пористо-кавернозные горизонты в карбонатном коллекторе; 6 – глинистая покрышка; 7 – смешанные покрышки (глины, гипсы, с прослойками известняков и песчаников); 8 – литифицированные трещиноватые глины; 9 – галогенные покрышки (соль, гипс); 10 – запад Кулябской зоны; II – восток Кулябской зоны.

Водоносные комплексы и водоносные горизонты перекрываются водоупорными породами (покрышками), изолирующие свойства которых зависят от их вещественного состава, степени эпигенетической преобразованности, монолитности и мощности. По характеру распространения среди них выделяются локальные, зональные и региональные покрышки (Бабзев, Валиев, 1972). Локальные покрышки выделены внутри палеоценовых отложений и характеризуются незначительными мощностями и ограниченным распространением. Они перекрывают II, III, IV и V продуктивные горизонты на некоторых локальных структурах. Зональными покрышками являются неоднородные глинистые, реже сульфатные толщи, изолирующие в отдельных

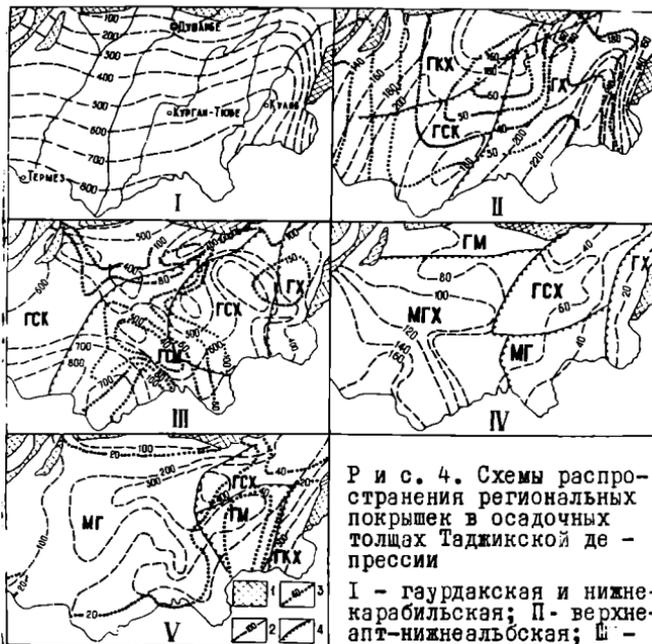
районах депрессии У, УI, УП, УШ, IX, XI, XIII, и XIV горизонты. Региональные покрышки распространены на всю площадь исследуемого региона и почти нацело сложены непроницаемыми породами. К ним относятся покрышки горизонтов: I-a, I, IX, XI, XV.

В пределах Таджикской депрессии повсеместно распростра-

нена покрывка, сложенная сульфатно-галогенными образованиями кимеридж-титона (гаурдакская свита) и красноцветными глинистыми породами берриаса (карабийский горизонт). Общая мощность покрывки колеблется в широких пределах: от 80-100 м в северных районах до 800 м и более в южных районах депрессии (Бабаев, Балиев, 1972). В Душанбинском прогибе гаурдакская свита выклинивается и разрез оксфорд-кимериджа (варзобская свита по Е.С. Лучникову, 1972) представлен сложным чередованием трещиноватых карбонатных пород и ангидритов. Судя по битуминологическим показателям ангидритовые и доломитово-ангидритовые пропластки также являются относительно проницаемыми, что указывает на наличие гидравлической связи между отдельными интервалами трещиноватых пород, объединяемых в XV продуктивный горизонт. Основной покрывкой для этого горизонта в Душанбинском прогибе можно считать красноцветные глинистые породы карабийского горизонта (рис. 4).

Верхнеапт-нижеальбская (верхняя часть каракузского и дербентский горизонты) покрывка также имеет региональное распространение и изолирует XII горизонт, промышленная газоносность которого установлена в Душанбинском прогибе. Мощность покрывки колеблется от 80-100 м в периферийных частях до 220-240 м в наиболее погруженных участках депрессии. В южном и юго-западном направлении происходит уменьшение мощности пористо-проницаемых горизонтов внутри рассматриваемой покрывки. В юго-западной части региона в стратии покрывки основную роль играют мелководно-морские и прибрежно-морские глинистые породы, которые постепенно к востоку замещаются красноцветными образованиями. Изменчивость литолого-фациального состава и степени эпигенетической преобразованности пород нашло свое отражение в смешанном минералогическом составе глин. Несмотря на разнообразие минералогического состава, для всех участков территории характерно превалирование гидрослюд (рис. 4, П).

К числу региональных относится покрывка, сложенная непроницаемыми глинистыми (в меньшей степени сульфатными) породами верхней части сеномана, турона и нижнего кампана. Она разделяет комплексы проницаемых горизонтов палеогена-маастрихта и мезозоя. Суммарная мощность покрывки значительна (400 - 800 м). Наряду с непроницаемыми в строении покрывки принимают



Р и с. 4. Схемы распространения региональных покрывек в осадочных толщах Таджикской депрессии

I - гаурдакская и нижнекарабайльская; II - верхнеапт-нижнеальбская; III - верхнесеноман-турон-нижнекампанская; IV - сузакская; V - туркестан-сумсарская; (по Ш.Б.Бабаеву и М.С.Валиеву, 1974).

1 - выходы на поверхность пород палеозойского фундамента; 2 - линии равных мощностей покрывки, м; 3 - линии равных мощностей пористо-проницаемых пород; 4 - границы минералогических зон (Г - гидрослюда, К - каолинит, М - монтмориллонит, Х - хлорит, С - смешанно-слоистые).

участие пористо-проницаемые (карбонатные и терригенные) породы, мощность которых достигает 100 м и более (рис. 4, III). Эти породы образуют VI-VIII горизонты аномального комплекса верхнего мела. В западной части депрессии минералогический состав глин представлен гидрослюдой, смешанными слоистыми образованиями и каолинитом (Бабаев, Валиев, 1974). В центральной части наряду с гидрослюдой и смешанными слоистыми образованиями отмечается монтмориллонит (менее 10%), а восточнее уже существенную роль играет хлорит. Изолирует рассматриваемая покрывка IX горизонт, газоносный в Душанбинском прогибе.

Сузакские слои эоцена являются региональным водоупором для нижележащих водоносных горизонтов палеоцена. Ш.Б.Бабаев, М.С.Балиев (1974) считают, что объем покрывки становится полным только при включении в ее состав непроницаемых или слабопроницаемых пород верхней части бухарских и нижней части алайских слоев. Мощность покрывки варьирует от 10-38 до 130-210 м, увеличиваясь в западных и юго-западных районах Таджикской депрессии. Роль неглинистых (песчаных) пород возрастает в северном и восточном направлении. В пределах распространения сузакской покрывки обособляются несколько районов, характеризующихся специфическими чертами минералогического состава глинистых пород (рис. 4, 1У). При этом наблюдается исчезновение монтмориллонита в глинах восточных частей депрессии, в то время как в других частях региона он присутствует в количестве от 10 до 50% от состава глинистой фракции.

Мощным (до 300-400 м) региональным водоупором являются преимущественно глинистые отложения туркестанских - сумсарских слоев палеогена, которые перекрывают трещиноватые карбонатные породы алайских слоев (горизонт I-a). Наряду с глинистыми породами в строении покрывки принимают участие сульфатные породы, а также терригенные и карбонатные образования. Мощность последних увеличивается в северо-восточных районах Таджикской депрессии (до 80-100 м и более). Обычные значения мощностей пористо-проницаемых горизонтов порядка 10-40 м. На большей части рассматриваемой территории глинистые породы сложены главным образом гидрослюдой и монтмориллонитом. В северо-восточных районах наряду с гидрослюдой присутствуют смешанные слоистые компоненты и хлорит, а в крайние восточных районах каолинит и хлорит (рис.4, У).

3. Нефтегазоносность

В настоящее время в Таджикской депрессии открыто 15 месторождений нефти и газа, в которых доказана промышленная нефтегазоносность палеогеновых отложений и газоносность меловых и юрских толщ. Основными продуктивными являются следующие горизонты: ХУ, Х1У, ХШ, ХП, Х1, Х, IX, У1, У, У1, Ш, П, I и I-a.

Горизонты, связанные с юрскими и нижнемеловыми отложениями, на большей части Таджикской депрессии не вскрыты бурением. Газоносность мезозоя установлена на структурах Боянгора (XIV, XV) в Ширабад-Келифской антиклинальной цепи, Шаамбары (XV), Комсомольское (X-а, б, в, XI, XII, XIV, XV) и Андыген (IX, X-а, б, в, XI, XII, XIII, XIV, XV) в Душанбинском прогибе и Кызылтумшук (У) в Бахшской синклинальной зоне.

В продуктивных горизонтах акджарских (IV, III), бухарских (II, I) и алайских (I-а) отложений выявлены наибольшие по запасам месторождения нефти и газа. Семь из них (Хаудаг, Учкизыл, Кокайты, Ляльмикар, Амударьинское, Коштар и Северная Курганча) расположены в пределах Сурханской синклинальной зоны, три - в Бахшской зоне (Кызылтумшук, Кичикбель, Акбаш), по одному - в Душанбинском прогибе (Шаамбары) и в Кулябской синклинальной зоне (Вештентяк).

Согласно генетическому принципу систематизации, предложенному А.А.Бакировым, выявленные скопления нефти и газа относятся к классу залежей структурного типа. Логушками для их образования являются антиклинальные складки с различной формой строения сводовой части: от куполовидной до килевидной. Эта группа включает в себя три подгруппы залежей: сводовые, висячие (гидродинамические), тектонически экранированные. В.М. Подольская (1973) отмечает, что преобладающее большинство залежей на рассматриваемой территории связано с гидродинамическими ловушками, представляющими собой куполовидные непроницаемые преграды, ограниченные снизу наклоненным водонефтяным контактом. Условием сохранения залежей от механического разрушения водой в хорошо проницаемых пластах этих ловушек является превышение углов падения пород на крыльях над углом наклона нефтеводного (газоводяного) контакта.

Большинство известных в Таджикской депрессии нефтей тяжелые, вязкие, высокосмолистые, сернистые, парафинистые с незначительным выходом бензиново-керосиновых фракций. По отношению классов углеводородов в дистиллятной части они относятся к метаново-нафтенно-ароматическому типу. Более легкие и качественные нефти приурочены к алайским отложениям Душанбинского

прогиба (Шаамбары) и Западно-Бабатагского района (Северная Курганча), а также к палеоценовым отложениям Кулябской зоны (Бештентяк). Эти нефти характеризуются значительно меньшим содержанием асфальтеново-смолистых компонентов и сервоорганических соединений, большим выходом бензиново-керосиновых фракций и преимущественно ароматико-метаново-нафтеновым составом дистиллятной части.

Газы свободных скоплений связаны с продуктивными горизонтами мезозойско-палеогеновых отложений. Основными постоянными компонентами газов являются метан, его тяжелые гомологи (C_2H_6 и выше), двуокись углерода, азот и инертные газы: аргон (в сумме с криптоном и ксеноном) и гелий (сумма гелия и неона). В составе газов из юрских и меловых отложений Душанбинского прогиба преобладает метан (до 93,5% по объему). Более тяжелые гомологи метана содержатся в пределах 1,7-7,0%. Содержание азота изменяется от 1,0 до 16,0%, но в некоторых случаях (Андыген - IX горизонт, Комсомольская - II горизонт) отмечается значительное обогащение ими газовых смесей (33,5-58,5% по объему). Содержание гелия варьирует от 0,043 до 0,885%, а аргона от 0,014 до 0,121%, при этом максимальные концентрации инертных газов отмечены в сеноманских отложениях (X-IX горизонты) месторождения Андыген. Сероводород в составе свободных газов обычно отсутствует, за исключением газов из верхнеюрских (XV горизонт) отложений месторождения Андыген, где его концентрации достигают 0,0% и более. Газы, связанные с палеоцен-маастрихтскими отложениями Вахшской синклиналильной зоны на месторождении Кызылтумшук характеризуются следующим составом: CH_4 - 88,7 - 92,3%, C_2H_6 + высш. - 0,3-2,7%, азот - 5,6-8,0%, аргон - 0,029-0,37%, гелий - 0,046-0,079%. Сероводород практически отсутствует.

Конденсаты связаны с газонесными горизонтами в меловых и юрских отложениях Душанбинского прогиба, а также отмечены в палеоценовых коллекторах месторождения Бештентяк. Удельные веса их не более 0,80 г/см³, а выкипают они в интервале температур от 61°C до 353°C. Среди конденсатов часто отмечаются сернистые и высокосернистые разности. В большинстве из них обнаружен азот (до 0,05%), а в конденсатах из верхнеюрских отложений (XV горизонт) Шаамбаринского и Комсомольского мес-

торожений отмечены силикагелевые смолы. В групповом углеводородном составе преобладает метаново-нафтеновая фракция, что определяет преимущественно ароматико-нафтеново-метановый тип конденсатов. В нижнемеловых и сеноманских отложениях месторождения Андыген состав конденсатов в основном нафтеновый, а тип соответственно, ароматико-метановый.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОZOЙСКИХ И КАЙНОZOЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

I. Химический состав пластовых вод

Воды юрских отложений. Этот комплекс включает в себя воды песчаниковых горизонтов (XIX-XVII) нижней юры, карбонатов келловей-оксфорда (XVI-XV), а также карбонатно-ангидритовых прослоев соляно-гипсовой свиты кимеридж-титона, которая является региональной покрывкой. Юрские отложения вскрыты вместе с нижележащими палеозойскими породами на территории Душанбинского прогиба. Однако терригенная юра в прогибе отсутствует, а соляно-гипсовая свита не носит характера покрывки и представлена маломощными прослоями ангидритов. Кроме Душанбинского прогиба верхи юрских отложений были вскрыты на северо-западном склоне Бабатага (Далап и Курганча) и на юге Кафирниганской антиклинальной зоны (Ялгызкак), где бурением была достигнута соляно-гипсовая (гаурдакская) свита кимеридж-титона. Предположительно из прослоев доломитов внутри этой свиты были получены рассолы высокой концентрации.

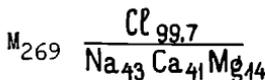
Наименее минерализованные разновидности юрских вод были получены на месторождении (м-нии) Андыген и прилегающих к нему площадях Орджоникидзебад (западный блок структуры) и Южный Гумбулак. Юрские воды м-я Андыген имеют среднюю минерализацию 19,4 г/л, характеризуются низким отношением $\frac{г Na}{г Ca} - \left(\frac{Na}{Ca}\right) - 0,6-0,3$. По классификации В.А.Сулина они принадлежат к хлоркальциевому (ХК) типу и классу S_2S_I . Из микроэлементов они содержат йод (2 мг/л), бром (40 мг/л), аммоний (12 мг/л) и бор ($HBO_2 - 47,5$ мг/л). Относительные содержания брома и аммония 0,77 и 1,03 %-экв. соответственно. При испытании некоторых интервалов были получены воды с минерализацией в 2 раза меньше указанной величины, но с сохранением процент-эквивалентного состава, что связано с пресной разбавляющей компонентой.

На площадях Южный Гумбулак и Орджоникидзебад воды

юрских отложений имеют минерализацию 1-12 г/л. Процент-эквивалентный состав сильно изменен и они принадлежат уже к сульфатнонатриевому (СН) типу. С водами Андыгена их объединяет высокое содержание сероводорода (840 мг/л на Андыгене и до 816 мг/л на Южном Гумбулаке).

На площади Гульбиста к северо-востоку от м-я Комсомольское тоже вскрыты маломинерализованные воды юры, сходные по составу с таковыми на площадях Орджоникидзеабад и Южный Гумбулак.

Юрские отложения на м-ии Комсомольское вскрыты во многих скважинах, но наиболее представительный анализ получен в скв.180 из интервала на 60 м ниже кровли юры (келловей-оксфорд):



Вода относится к ХК типу и классу S₂, коэффициент $\frac{Na}{Cl} = 0,44$.

По м-ю Шаамбары наиболее характерные анализы даны в таблице 3.

Т а б л и ц а 3

Химический состав вод юрских отложений
месторождения Шаамбары

№ скв.	Глубина м	Возраст	Формула состава	В мг/л			Na/Cl	Тип по В.А.Сулину, класс
				J	Br	NH ₄		
70	3007-3002	юра+ в. палеозой	$M_{162} \frac{Cl_{100}}{Ca_{48} Na_{46} Mg_4}$	17	533	140	0,46	ХК, S ₂
78	2982-2942	юра (кел.-оксф.)	$M_{108} \frac{Cl_{99}}{Ca_{49} Na_{43} Mg_6}$	0,3	405	30	0,46	"-
82	2875-2846	"-	$M_{216} \frac{Cl_{97} HCO_3}{Na_{44} Ca_{36} Mg_{19}}$	245	303	900	0,46	"-
91	2916-2923	"-	$M_{157} \frac{Cl_{99}}{Ca_{58} Na_{40} Mg_2}$	34	463	10	0,41	"-

Юрские воды м-я Шаамбары по %-экв. составу обнаружива-

ют большое сходство с юрскими водами м-й Комсомольское и Андуген, несмотря на большую разницу в минерализации. Приведенные анализы характеризуют нижнюю часть карбонатов юры, вскрытую на месторождении. В верхней их части, не имеющей надежного водоупора, отделяющего ее от меловых отложений, содержащей в своем составе гипсы, пластовые воды имеют несколько другой состав (табл.4).

Т а б л и ц а 4

Воды из юрских отложений месторождения
Шаамбары

№ скв.:	Глубина, м	Возраст:	Формула состава	в мг/л			Na	Тип, класс
				J	Br	NH ₄		
82	2837-1816	В. юра- в. мел	$M_{173} \frac{Cl_{100}}{Na_{69}Ca_{25}Mg_6}$	25	429	100	0,69	XK, S ₁
67	2670-2667	"-	$M_{131} \frac{Cl_{99}}{Na_{78}Ca_{18}Mg_4}$	10	300	120	0,78	"-

Наиболее высокая концентрация вод из юрских карбонатов отмечена в скв.180 (Комсомольское) и в скв.82 (Шаамбары) и равна 269 и 216 г/л соответственно. Обращает на себя внимание большое содержание йода (245 мг/л) в скв.82. Следует отметить, что карбонаты юры на м-ях Шаамбары и Комсомольское отличаются чрезвычайно малыми притоками. Из 19 скважин, вскрывших эти отложения на Шаамбарах, только в одной (№91) был перелив пластовой воды из карбонатов юры. В остальных случаях пластовая вода отбиралась при низких стояниях уровня глубинными пробоотборниками. При этом более концентрированные рассолы были получены из полупроницаемых и почти непроницаемых интервалов.

На северном Бабатаге и на юге Кафирнигенской зоны при вскрытии скважинами довольно мощной соляно-гипсовой свиты кимеридж-титона были получены рассолы максимальной для Таджикской депрессии концентрации (табл.5). По всей видимости они связаны с межсолевыми прослоями доломитов.

Процент-эквивалентный состав этих рассолов обнаружива-

ет значительное сходство с таковыми из карбонатов келловей-оксфорда м-й Комсомольское, Шаамбары и Андыген.

Т а б л и ц а 5

Рассолы максимальной концентрации

Площадь:	Скв.:	Глубина:	Воз- раст:	Формула состава	Мг/л	Na	
:	:	м	:	:	J	Br	
:	:	:	:	:	HCO ₂	NH ₄	
:	:	:	:	:	Ca	Cl	
Северная Курганча	10	3157-3147	в.юра (ким.- титон)	$M_{364} \frac{Cl_{99}}{Ca_{45}Na_{42}Mg_{11}}$	34 842	- 600	0,43
Далан	2	2566	"-	$M_{427} \frac{Cl_{100}}{Ca_{51}Na_{31}Mg_{11}}$	27 460	- 600	0,31
Ялгызкак	125	3530	"-	$M_{329} \frac{Cl_{99}}{Ca_{60}Na_{19}H_{10}Mg_9}$	18 211 2870	- 0,29	

Одной из возможных причин этого сходства мы считаем наличие солей гаурдакской свиты к северу от Илякского разлома. Линия выклинивания солей должна проходить довольно близко к югу от м-й Шаамбары и Комсомольское. Вероятно, в процессе накопления и диагенеза осадков келловей-оксфорда и кимеридж-титона происходило седиментационное движение формирующихся рассолов в сторону уменьшения мощностей юрской толщи на север от линии выклинивания.

Рассолы как карбонатов келловей-оксфорда, так и межсолевых прослоев, характеризуются высоким содержанием брома (до 0,9 г/л) и иона аммония. Так, в юрской воде м-я Шаамбары в скв.82 содержится 0,9 г/л аммония, а в кимеридж-титонских рассолах из скв.2 площади Далан - от 0,6 г/л до 2,5 г/л. Кроме того, отмечены значительные (до 2000 мг/л) концентрации суммарного углерода (C_{орг-ост}). На площади Ялгызкак зафиксированы очень большие содержания HCO₂ (до 3 г/л).

Характерны для межсолевых прослоев высокие концентрации таких щелочных металлов, как калий, литий, рубидий и цезий. Отношение $\frac{г\text{K}}{г\text{Na}}$ -100, которое в водах вышележащих отложений лежит в пределах 2-5, в межсолевых рассолах равно 80-100. Хотя минерализация их и не превышает 430 г/л, од-

нако, исходя из опыта вскрытия аналогичных вод на территории Зап.Узбекистана, можно ожидать проявлений рапы с концентрацией до 600 г/л.

В водах юрских отложений содержатся растворенные метаново-азотные^{х)} и азотно-метановые газы. Состав и концентрация их в рассолах из карбонатов келловей-окофорда на м-ях Шаамбары, Комсомольское, Андыген целиком связаны с залежами газа. Вблизи контура газовых скоплений состав растворенных газов практически не отличается от газов залежи, а на удалении становится азотно-метановым, иногда переходя в чисто азотный. Азотные растворенные газы характерны для участков, где сильно выражены инфильтрационные процессы (Гумбулак, Орджоникидзеабад, Гульбиста). В рассолах межсолевых прослоев состав газа определен как метаново-азотный и азотно-метановый.

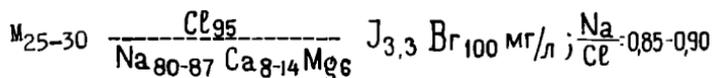
Ранее нами уже указывалось на самостоятельность процессов газообразования в надсолевом этаже (Лебзин, Ютгильф, 1965) и это предположение, вопреки мнениям об исключительно подсолевом происхождении углеводородов в отложениях мела, подтверждается открытием газа на структуре Боянгора в красноцветных образованиях нижнего мела, залегающих над мощной толщей солей. Возможно, что рассолы гаурдакской свиты играют не последнюю роль в этом процессе. В связи с этим не лишне вспомнить и о предположении, что состав вод карбонатной юры м-й Шаамбары и Комсомольское объясняется или влиянием солей гаурдакской свиты, или движением рассолов со стороны Ильянского разлома (Гидрогеологические условия ..., 1973). И в том и другом случае зона контакта рассолов с водами меньшей минерализации могла вызвать процесс выделения газа в свободную фазу. Таким образом, мощное развитие соленосной формации кимеридж-титона создает, с одной стороны условия сохранности подсолевых месторождений, с другой - условия для образования газовых и возможно нефтяных месторождений в надсолевом этаже.

х) название газовых смесей дается по преобладающим компонентам в порядке их уменьшения.

Воды нижнемеловых отложений. К ним относятся воды проницаемых горизонтов от XIV до XI, приуроченных в основном к песчаникам. Нижнемеловая песчано-глинистая-толща в основном отлагалась в субаквальных континентальных условиях. Только верхняя часть (апт-альб) накапливалась в морских условиях, причем уже в Кулябской зоне альбские отложения представлены континентальными фациями.

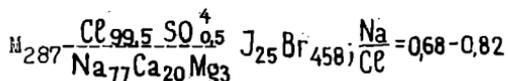
Наибольшее число данных о составе вод нижнего мела сосредоточено в Душанбинском прогибе; отдельные анализы имеются по площадям Курганча, Ходжаказиан, Саят, Танапчи и Кызылсу.

Существенной отличительной чертой нижнемеловых вод от нижележащих юрских является преобладание в процент-эквивалентном составе щелочных металлов над щелочноземельными. На структурах Душанбинского прогиба, в связи с инфильтрацией вод с поверхности, минерализация нижнемеловых вод значительно снижена. Воды нижнемеловых отложений м-я Андыген характеризуются минерализацией 25-50 г/л и следующим составом:



На структуре Чумбулак, примыкающей с востока к м-ю Андыген, вскрыты нижнемеловые воды СН типа с коэффициентом $\frac{Na}{Cl} > 3$ и минерализацией 2,2 и II г/л. На м-ии Комсомольское апт-альбские горизонты объединяются в единый гидрохимический комплекс. Минерализация апт-альбских вод меняется от 5 до 35 г/л, а типы вод от СН и гидрокарбонатнонатриевого (НСН) до хлормагниевого (ХМ) и ХК с содержанием брома 1,4 мг/л и брома - 57 мг/л.

Нижнемеловые отложения м-я Шаабары от валанино до альба представляют собой единый гидрохимический комплекс. Минерализация изменяется от 135 до 180 г/л. Наибольшая минерализация для вод альбских отложений отмечена в скв.79:



На м-ии Курганча и площади Северный Бобатаг вскрыты воды нижнемеловых отложений, аналогичные по составу нижнеме-

ловым водам м-я Шаамбары:

$$\text{Сев.Курганча альб скв. 10 2227-2210 м} \quad \text{M}_{222} \frac{\text{Cl}_{97}}{\text{Na}_{74} \text{Ca}_{23} \text{Mg}_2} ; \quad \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,76$$

$$\text{Сев.Курганча альб скв. 10 2310-2286 м} \quad \text{M}_{281} \frac{\text{Cl}_{98}}{\text{Na}_{74} \text{Ca}_{22} \text{Mg}_4} ; \quad \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,75$$

$$\text{Бабатаг готерив скв. 184} \quad \text{M}_{184} \frac{\text{Cl}_{99}}{\text{Na}_{67} \text{Ca}_{22} \text{Mg}_{10}} ; \quad \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,68$$

На структуре Ходжаказиян в скв.142 с глубины 1545 м получена вода из отложений валанжина:

$$\text{M}_{84,9} \frac{\text{Cl}_{99}}{\text{Na}_{65} \text{Ca}_{25}} \text{J}_{33} \text{Br}_{119} ; \quad \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,66$$

На площади Арыктау в нижнемеловых отложениях наиболее концентрированные рассолы 222 г/л отмечены в альбских отложениях (скв.105, 1620-1606 м). В остальных случаях минерализация была не выше 160 г/л.

В Кулябской синклинальной зоне воды альбских отложений получены на структурах Саят-Алинтай, Кызылсу, Танапчи. В последнем случае - совместно с верхнемеловыми водами.

Наиболее минерализованные воды (250-325 г/л) нижнемеловых отложений вскрыты на площади Саят-Алинтай:

$$\text{M}_{250-325} \frac{\text{Cl}_{100}}{\text{Na}_{83} \text{Ca}_{11} \text{Mg}_4} \text{J}_{30} \text{Br}_{29} ; \quad \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,78-0,83$$

Воды верхнемеловых отложений. К ним относятся воды X и IX горизонтов турона, УП и УI горизонтов коньякского и сантонского возрастов. Необходимо упомянуть о том, что УШ горизонт расположен внутри туронских глин, которые являются преимущественно водоупором. Что касается У горизонта в кампан-маастрихтских карбонатах, то они принадлежат к комплексу карбонатной формации палеоцен-маастрихта. Состав "первичных" верхнемеловых вод по минерализации такой же, как и у нижнемеловых, но в условиях инфильтрационных процессов верхнемеловые горизонты отчленились от нижнемеловых. Это лучше всего заметно на примере структур Душанбинского прогиба. На м-и Шаамбары воды верх-

немеловых отложений намного менее минерализованы, чем ниже-лежащие нижнемеловые, причем отчасти изменяется их состав в сторону увеличения содержания сульфатов. На м-ии Комсомольское, наоборот, верхнемеловые воды образуют резкую инверсию по отношению к нижнемеловым: их минерализация имеет порядок 150-200 г/л, в то время как у апт-альбских вод 5-24 г/л. На м-ии Андыген, где вследствие инфильтрации гидрохимический разрез относительно нивелирован, минерализация вод верхне-меловых отложений в два раза выше апт-альбских. Скачок в минерализации наблюдается и при переходе от вод палеоцен-маастрихтского комплекса к водам нижнего сенона-сеномана. Такой скачок хорошо выражен на площадях Рохаты, Карасырт, м-ии Комсомольское. На участках, где инфильтрация не проявилась, верхнемеловые воды имеют максимальную минерализацию от 305-320 г/л (Даганакик, Арыктау) до 352 г/л (Кызылсу) (табл.6). Коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ для них колеблется от 0,60 до 0,97. Высокие значения этого коэффициента связаны со структурами Саят-Алимтай и Танапчи, где меловые рассолы контактируют с соляными телами. На этих же структурах увеличено и хлорбромное отношение (свыше 1000 против 200-250 для структур Сурханской и Вахшской зон). Содержание аммония в верхнемеловых водах колеблется от десятков до сотен мг/л и в целом повышено на структурах Кулябского прогиба. Содержание йода колеблется в пределах от 10 до 40 мг/л и лишь в отдельных случаях достигает 130-180 мг/л (структура Танапчи).

Воды палеогеновых отложений. Состав вод палеогеновой продуктивной толщи определяется их литолого-фациальным строением, тектоникой, обнаженностью, а также историей формирования. Сузакские глины, являясь наиболее выдержанной региональной покрывкой, разделяют палеоген на две группы горизонтов: палеоцена и эоцена. Горизонты палеоцена объединяются в единый комплекс карбонатно-сульфатной формации палеоцена-маастрихта, который по номенклатуре, принятой у нефтяников Средней Азии, включает горизонты I и II (бухарские слои), III и IV (ақжарские слои) и V и VI горизонты (маастрихт-кампан). Главным и наиболее выдержанным проницаемым горизонтом эоцена являются известняки алайских слоев. Менее выдержаны горизонты сумсарских и риштанских слоев.

Типовой состав пластовых вод верхнемеловых
отложений различных площадей Таджикской депрессии

Глубина, м	Возраст	Формула состава	Cl : мг/л	Br : мг/л	Na : Cl
1	2	3	4	5	6
А р ы к т а у, скв. 102					
683-572	сенон+ту- рон	M ₃₂₅ $\frac{Cl_{100}}{Na_{58}Ca_{32}Mg_{9}}$	14,2	203	0,58
826-778	сеноман	M ₂₁₃ $\frac{Cl_{100}}{Na_{75}Ca_{25}}$	6	248	0,68
К а р а д у м, скв. 71					
1080-860	турон	M _{268,8} $\frac{Cl_{100}}{Na_{66}Ca_{26}Mg_{8}}$	26	569	0,65
К а р а б у р а, скв. 156					
2905-2892	сенон	M _{239,9} $\frac{Cl_{100}}{Na_{72}Ca_{20}Mg_{8}}$	7	654	0,66
К а р а с ы р т, скв. 2-КС					
1540-1783	сенон+ турон	M _{74,2} $\frac{Cl_{100}}{Na_{84}Ca_{11}Mg_{5}}$	26	239	0,83
Д о н г у з, скв. 114					
1799-1743	сеноман	M ₂₃₃ $\frac{Cl_{100}}{Na_{63}Ca_{27}Mg_{10}}$	41	784	0,62
А к б а ш, скв. 41					
1980-1700	турон	M ₂₂₁ $\frac{Cl_{100}}{Na_{65}Ca_{27}Mg_{7}}$	41	121	0,66
А р у к т а у, скв. 32					
1280-1116	турон+ сеноман	M ₂₀₀ $\frac{Cl_{100}}{Na_{66}Ca_{21}Mg_{8}}$	78	679	0,70

I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6

К и ч и к б е л ь, скв.32

2059 турон $M_{233} \frac{Cl_{100}}{Na_{66}Ca_{27}Mg_{57}}$ 19 532 0,66

К ы з и м ч е к, скв.121

1792-1924 сеноман $M_{246} \frac{Cl_{100}}{Na_{63}Ca_{33}Mg_{54}}$ 17 620 0,62

Д а г а н а к и и к, скв.2

сеноман $M_{305} \frac{Cl_{100}}{Na_{76}Ca_{17}Mg_{57}}$ 14,7 106 0,76

Р о х а т ы, скв.2

2535-2636 турон $M_{144} \frac{Cl_{100}}{Na_{70}Ca_{22}Mg_{57}}$ не определено 0,71

Б а б а т а г, скв.2

1008-1000 турон $M_{168} \frac{Cl_{100}}{Na_{73}Ca_{18}Mg_{59}}$ не определено 0,72

С а я т, скв.1

1851-1844 сенон $M_{210} \frac{Cl_{99}}{Na_{80}Ca_{12}Mg_{57}}$ 25,3 207 0,82

С гл.1500м -"- $M_{219} \frac{Cl_{100}}{Na_{89}Ca_{7}Mg_{53}}$ 8,4 91 0,90

А л и м т а й, скв.1

777 м, выб- сеноман $M_{279} \frac{Cl_{100}}{Na_{81}Ca_{12}Mg_{56}}$ 21,1 213 0,81
рос при бу-
реним

780 м, сенон- $M_{331} \frac{Cl_{100}}{Na_{86}Ca_{11}Mg_{53}}$ 2 252 0,86
выброс турон

I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6

Кызылсу, скв. II

3116-3098 сеноман $M_{352} \frac{Ca_{100}}{Na_{72}Ca_{19}Mg_{38}}$ 23,69 335,7 0,87

2828-2816 турон $M_{271} \frac{Ca_{100}}{Na_{69}Ca_{25}Mg_{6}}$ 38,07 450 0,69

2580-2589 сенон $M_{306} \frac{Ca_{100}}{Na_{76}Ca_{24}}$ 28,76 161 0,75

Кызылсу, скв. IO

2634 м, турон $M_{304} \frac{Ca_{100}}{Na_{64}Ca_{29}Mg_{7}}$ 46,53 466 0,63
водопроявление

Кызылсу, скв. 8

1926-1917 маастрихт $M_{107} \frac{Ca_{98}SO_4}{Na_{77}Ca_{22}Mg_2}$ 128 103 0,77

Танапчи, скв. 2

2612-2656 сенон $M_{291} \frac{Ca_{100}}{Na_{72}Ca_{20}Mg_8}$ 22,84 335 0,72

Танапчи, скв. 3

2632-2620 сенон $M_{285,4} \frac{Ca_{100}}{Na_{73}Ca_{19}Mg_8}$ 186,1 692 0,73

2560-3269 сенон-открытый $M_{238} \frac{Ca_{100}}{Na_{80}Ca_{17}Mg_3}$ 7,64 62 0,80
турон-сеноман

2873-3313 сеноман $M_{294} \frac{Ca_{100}}{Na_{80}Ca_{17}Mg_3}$ 13,94 239 0,80

Танапчи, скв. 4

2934 м сенон при бурении $M_{303} \frac{Ca_{100}}{Na_{80}Ca_{12}Mg_8}$ 131 644 0,80

Комплекс горизонтов карбонатной формации палеоцена - маастрихта по гидрохимическим признакам подразделяется на две части: нижнюю, включающую У-Ш горизонты, и верхнюю (П-І горизонты). Минерализация вод нижней части в Вахшской и Кулябской синклинальных зонах выше, чем верхней. Соотношения составляют 150-240 г/л против 150-30 г/л в Вахшской зоне и 350-250 г/л против 100-150 г/л в Кулябской. В Душанбинском прогибе до глубины порядка 2000 м, на западном склоне Баба-тата и в Сурханской синклинальной зоне общая минерализация вод комплекса меньше и, вследствие инфильтрационных процессов, иногда снижается до 9-10 г/л, а в случае выхода отложений на поверхность - и до пресной (Андыген, Дасманата). Не всегда инфильтрационное проникновение зависит от близости к поверхности: на структуре Джейранхана минерализация на глубине 2000 м равна 9-10 г/л, а на структуре Хаудаг на глубине 150-200 м - 190 г/л. В местах действия инфильтрации состав вод комплекса по разрезу меняется и максимальная минерализация снижается до 50 г/л (табл.7).

Т а б л и ц а 7

Типовые анализы пластовых вод
акджарских слоев палеоцена

№ скв. Глубина в м	Формула состава	в мг/л				Na : Cl	
		J	Br	HCO ₂	NH ₄	Cl	Br
1	2	3	4	5	6	7	8

С а я т

Скв. 3 1491-1468	$\frac{Ca_{100}}{Na_{91}Ca_6Mg_3}$	25,3	53,2	2	20	0,92	2619
---------------------	------------------------------------	------	------	---	----	------	------

К ы з ы л с у

Скв. I 1890-1880	$\frac{Ca_{99}}{Na_{77}Ca_{13}Mg_6}$	16,9	223	много	2	0,81	581
Скв. 4 1320-490	$\frac{Ca_{88}SO_4}{Na_{88}Ca_8Mg_4}$	25	69	284	30	1,00	284

I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8
Скв. 8 1863-1845	M ₁₀₆	$\frac{Сг_{97}^{504}}{Na_{72}Ca_{17}Mg_5}$	14	100	196	60	0,74	624						
Бештеняк														
Скв. 3 2368-2296	M ₂₆₀	$\frac{Сг_{99}}{Na_{88}Ca_{7}Mg_5}$	27	595	18777	450	0,88	276						
Скв. 3 2019-1982	M ₂₁₂	$\frac{Сг_{99}}{Na_{85}Ca_{8}Mg_6}$	5	3479	3832	450	0,86	367						
Скв. 10 2158-2152	M ₃₀₁	$\frac{Сг_{99}}{Na_{82}Ca_{12}Mg_6}$	50	586	1624	12	0,82	311						
Скв. 4 2800-2660	M ₃₂₇	$\frac{Сг_{100}}{Na_{77}Ca_{20}Mg_3}$	38	444	735	150	0,77	270						
Южный Пушион														
Скв. I 517-411	M ₂₆₄	$\frac{Сг_{100}}{Na_{83}Ca_{8}Mg_7}$	23	33	328	300	0,83	80470						
Кзылтумшук														
Скв. 23 928-989	M ₁₆₁	$\frac{Сг_{99}}{Na_{98}Ca_1}$	не определ.				0,99	-						
Акбаш														
Скв. 52 1533-1512	M ₂₀₀	$\frac{Сг_{99}}{Na_{72}Ca_{20}Mg_7}$	24	556	157	150	0,73	220						
Кичикбель														
Скв. 36 1316-1287	M ₁₉₀	$\frac{Сг_{99}}{Na_{71}Ca_{20}Mg_9}$	11	535	312	100	0,71	215						
Карабура														
Скв. 156 2678-1655	M ₁₈₅	$\frac{Сг_{99}}{Na_{73}Ca_{22}Mg_3}$	104	428	484	210	0,74	244						

Состав вод при минерализации от 70 г/л и выше пример-

но одинаков - это воды ХК типа, с преобладанием хлорида натрия; относительная доля сульфат-иона с уменьшением общей минерализации возрастает и при 60-40 г/л и ниже воды переходят в ХМ и СН типы. Абсолютное содержание сульфатов также велико по сравнению с водами нижележащих отложений, что связано с составом пород (гипсы, ангидриты) и условиями формирования осадков. Состав вод и пород комплекса оказывает значительное влияние на состав нефти: агрессивный сульфат-ион, отщепляющий кислород как при содействии бактерий, так и без них при прямом контакте с углеводородами (Кардев, 1963), вероятно, окислял их еще в дисперсной стадии миграции, что привело к образованию характерной для бухарских слоев тяжелой смолистой нефти с большим содержанием серы. Даже при высокой минерализации, когда сульфаты, благодаря низкой растворимости, начинают выпадать в осадок, в пластовых водах палеоцена сохраняется до 3 %-экв. иона SO_4 , что при минерализации порядка 150 г/л соответствует 3 г/л. Перенасыщение сульфатом, кроме образования тяжелой окисленной нефти, привело к образованию больших количеств углекислоты и аммония - продуктов окисления органики на ранних стадиях диагенеза. Следует отметить, что варианты окисления исходной органики и углеводородов в дисперсной фазе наиболее вероятны, так как при этом процессе и площади соприкосновения и время процесса во много раз больше, чем при варианте окисления свободных скоплений углеводородов. Процессы окисления свободных скоплений имели место и наибольшей интенсивности достигли в участках внедрения инфильтрационных вод. Так, в пластовых водах палеоценовых отложений м-я Комсомольское содержание сероводорода достигало до 3,5 г/л и CO_2 до 1,9 г/л, а аммония до 500 мг/л.

Как известно, сероводород в сочетании с углекислотой является признаком разрушения нефтяных скоплений. Аналогичная картина отмечалась в бухарских отложениях на Сев.Курганчинском поднятии, где содержание сероводорода колеблется от 50 до 480 мг/л, а углекислоты от 100 до 2027 мг/л. На Южной Курганче, Далане и Шурбулаке, где нет нефти, в "бухарских" водах содержание сероводорода и углекислоты колеблется соответственно 14-24 мг/л и 25-35 мг/л.

Наиболее минерализованные "первичные" разности "бухар-

ских" вод в Сурханской синклиналильной зоне вскрыты на струках Каракурт и Хаудаг (соответственно 166 и 146 г/л); в Вахшской синклиналильной зоне - на структуре Акбаш (148 г/л); в Кулябской зоне - на структуре Бештентяк (187-166 г/л).

В Кулябской синклиналильной зоне отмечается общее (по сравнению с Вахшской и Сурханской зонами) изменение состава в сторону увеличения коэффициента $\frac{Na}{Ca}$ от 0,75 до 0,88 и соответственно уменьшения доли хлоридов кальция. Кроме указанного коэффициента в Кулябской зоне увеличен также хлорбромный коэффициент (400-900 против 250-300 в других тектонических зонах и концентрации бора, причем последние достигают уникально высоких цифр (табл.7). Все эти явления могут быть связаны как с некоторым изменением литофациального характера палеоценовых отложений, так и с развитием соляных штоков и явлениями вторичного их растворения. Особенно четко влияние процесса растворения соли соляных штоков на формирование состава пластовых вод палеоцена выражено на антиклиналях Южной Пушион и Танапчи, где штоки непосредственно контактируют с палеогеновыми отложениями, частично размытыми. Явления инфильтрации в палеоценовые отложения в Кулябской зоне и прилегающих частях Обигармской зоны наблюдались на площади Дангара и структуре Гульдара; в обоих случаях инфильтрация, как и в других тектонических зонах, связана с участками повышенной проницаемости, вызванной, в свою очередь, тектоническими разрывными нарушениями. Отложения палеоцена и эоцена на указанных площадях гидравлически связаны, а притоки из скважин исключительно высокодебитны (до нескольких тысяч м³/сут). Минерализация палеоцен-эоценовых вод в обоих упомянутых случаях не выше 50 г/л, а тип вод СН или ХМ. Наиболее характерные анализы пластовых вод бухарских слоев приведены в таблице 8.

Воды эоценовых отложений.

К верхней части гидрохимического разреза палеогена принадлежат воды эоценовых отложений. В отдельных районах они составляют единый гидрохимический комплекс с водами палеоценовых отложений. Среди них, вследствие пестрой минерализации (от 5 до 100 г/л), наблюдается смена типов вод от СН до ХК (табл.9). В некоторых случаях (Курганча, Джейранхана, Далан) их минерализация выше, чем в палеоценовых водах.

Типовые анализы пластовых вод
бухарских слоев палеоцена

№ скв. Глубина в м	Формула состава	в мг/л				Na Cl	Ca Br
		У	Br	HCO ₂	NH ₄		
1	2	3	4	5	6	7	8

К о м с о м о л ь с к о е

Скв. 84 714-624	$M_{35} \frac{Ca_{89} SO_4}{Na_{73} Ca_{18} Mg_{39}}$	2,2	74	67	77	0,82	258
--------------------	---	-----	----	----	----	------	-----

Скв. 81 638-613	$M_8 \frac{Ca_{43} SO_4 HCO_3}{Na_{54} Ca_{29} Mg_{16}}$	7	15	26	1,25	255	
--------------------	--	---	----	----	------	-----	--

А н д ы г е я

Скв. 162 220-180	$M_3 \frac{SO_4 HCO_3 Ca_8}{Ca_{50} Mg_{29} Na_{20}}$	следы нет	4	I	2,5	-	
---------------------	---	-----------	---	---	-----	---	--

Ш а а м б а р ы

Скв. 66 1799-1814	$M_{10} \frac{SO_4 Ca_{44}}{Na_{87} Ca_{11} Mg_{92}}$	-	10	25	12	1,8	238
----------------------	---	---	----	----	----	-----	-----

Скв. 66 1787-1742	$M_2 \frac{SO_4 HCO_3 Ca_9}{Na_{82} Mg_{98} Ca_7}$	нет	нет	9	15	9,1	-
----------------------	--	-----	-----	---	----	-----	---

С е в е р н а я К у р г а н ч а

Скв. 3 II99	$M_{47} \frac{Ca_{85} SO_4 HCO_3}{Na_{74} Mg_{17} Ca_9}$	16,9	85	142	10	0,87	285
----------------	--	------	----	-----	----	------	-----

Д а л а н

Скв. I 848-835	$M_{10} \frac{SO_4 Ca_{36} HCO_3}{Mg_{44} Na_{32} Ca_{23}}$	н е о п р е д.	21	0,88	-		
-------------------	---	----------------	----	------	---	--	--

Ш у р б у л а к

Скв. 2 I304-1282	$M_8 \frac{SO_4 HCO_3 C_8}{Na_{68} Ca_{16} Mg_{96}}$	н е о п р е д.	15	8,5	-		
---------------------	--	----------------	----	-----	---	--	--

I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Скв. 2 1472-1454	M ₉₇	$\frac{Ce_{94}SO_4}{Na_{78}Ca_{16}Mg_6}$	---	не определено						0,82				-
Кызылтумшук														
Скв. 2 788-770	M ₁₀₇	$\frac{Ce_{98}SO_4}{Na_{74}Ca_{16}Mg_8}$	-----							0,75				-
Кичикбель														
Скв. 31 1240-1235	M ₁₂₁	$\frac{Ce_{97}SO_4}{Na_{74}Ca_{17}Mg_8}$		8,7	217	228	157			0,76				323
Акбаш														
Скв. 47 1120-1080	M ₁₄₈	$\frac{Ce_{98}SO_4}{Na_{73}Ca_{17}Mg_9}$		16,5	300	нет	нет			0,74				212
Скв. 52 1252-1280	M ₉₃	$\frac{Ce_{95}SO_4}{Na_{71}Ca_{17}Mg_{10}}$		6,5	246	243	150			0,74				218
Карадум														
Скв. 2 335-315	M ₄₃	$\frac{Ce_{93}SO_4}{Na_{73}Ca_{16}Mg_{10}}$		4,6	74	20	48			0,78				330
Карабура														
Скв. 155 2588-2550	M ₁₅₆	$\frac{Ce_{98}SO_4}{Na_{77}Ca_{18}Mg_5}$		7	426	257	360			0,78				219
Скв. 152 2790-2786	M ₂₄₄	$\frac{Ce_{99}SO_4}{Na_{76}Ca_{17}Mg_5}$		13	670	-	600			0,76				221
Бештеняк														
Скв. 3 1941-1937	M ₉₇	$\frac{Ce_{96}HCO_3}{Na_{87}Ca_{17}Mg_6}$		4,1	155	1314	200			0,91				362
Скв. 6 2014-2002	M ₁₈₈	$\frac{Ce_{99}SO_4}{Na_{83}Ca_{13}Mg_4}$		22,8	163	963	110			0,83				117

I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7 : 8

Бештентяк

СКВ. 6
2069-206I M₇₅ $\frac{Ce_{95}SO_4}{Na_{02}Ca_{7}Mo_4}$ II 52 - 60 0,92 -

Кызылсу

СКВ. 3
I720-I689 M₁₁₈ $\frac{Ce_{96}SO_4}{Na_{82}Ca_{10}Mo_6}$ 8,46 85 I8I 30 0,85 8II

СКВ. 8
I259-I050 M₈₅ $\frac{Ce_{96}SO_4}{Na_{72}Ca_{14}Mo_{14}}$ 7,45 I33 I98 40 0,75 376

Танапчи

СКВ. I
2050-I750 M₉₈ $\frac{Ce_{97}SO_4}{Na_{61}Mo_{23}Ca_{15}}$ II 78 I46 25 0,63 756

Дангара

СКВ. 933
684 M₂₆ $\frac{Ce_{87}SO_4}{Na_{65}Ca_{20}Mo_{15}}$ 2,12 I7 2I нет 0,75 792

СКВ. 2
730-668 M_{I7} $\frac{Ce_{8I}SO_4}{Na_{62}Ca_{27}Mo_{II}}$ 2,9 I7 48 4,9 0,76 46

Коштар

СКВ. 2
I569-I529 M_{II7} $\frac{Ce_{98}SO_4}{Na_{79}Ca_{20}}$ I2,6 следы не опред. 0,80

СКВ. 4
I497-I460 M₄₆ $\frac{Ce_{94}SO_4}{Na_{70}Ca_{19}Mo_5}$ 9,5 не опред. 0,80 -

Амударья

СКВ. 6
I250-I262 M₂₂ $\frac{Ce_{84}SO_4}{Na_{76}Ca_{15}Mo_8}$ не определено 0,90 -

Анализы пластовых вод алайских слоев эоплена

№ скв. глубина, м	Формула состава	В мг/л				Na	Cl
		Ж	Вг	HBO ₂	NH ₄	Cl	Br
1	2	3	4	5	6	7	8
К о м с о м о л ь с к о е							
Скв. 81 499-490	$M_{14} \frac{Cl_{71} SO_4^{26}}{Na_{63} Ca_{22} Mg_{15}}$	-	25	14	-	0,88	238
Ш а а м б а р ы							
Скв. 60 1375-1359	$M_{29} \frac{Cl_{88} SO_4^{11}}{Na_{89} Ca_{10} Mg_{15}}$	5	70	46	60	1,0	212
Скв. 72 1461-1458	$M_{15} \frac{Cl_{42} SO_4^{32}}{Na_{90} Ca_6}$	1	15	32	19	2,12	240
Скв. 64 1546-1542	$M_9 \frac{SO_4^{4} Cl_{20} CO_3^3}{Na_{91} Ca_9 Mg_2}$	-	2	11	6	4,3	514
Б а б а т а г							
Скв. 514	$M_7 \frac{SO_4^{56} Cl_{38} HCO_3^6}{Na_{38} Ca_{38} Mg_{24}}$	-	8	6	1	1,0	158
С е в е р н а я К у р г а н ч а							
Скв. 13 1099-1085	$M_{36} \frac{Cl_{75} SO_4^{22} HCO_3^3}{Na_{88} Ca_7 Mg_6}$	1	68	-	30	1,17	231
Скв. 11 1685-1680	$M_{57} \frac{Cl_{97} SO_4^4}{Na_{87} Ca_8 Mg_4}$	не определено			27	0,90	-
Скв. 7 1290-1267	$M_{107} \frac{Cl_{96} HCO_3^3}{Ca_{39} Na_{37} Mg_{20}}$	не определено			205	0,38	-
Скв. 2 1137-1114	$M_{151} \frac{Cl_{99} SO_4^4}{Na_{76} Ca_{18} Mg_{16}}$	не определено			49	0,76	-

I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Ю ж н а я К у р г а н ч а

СКВ. 4
I220-I200 M₃₅ $\frac{Сс_{70}SO_{29}^4}{Na_{82}Ca_{9}Mg_{9}}$ 4,2 49 нет 6 I,17 290

СКВ. 3
I152-I14I M₃₃ $\frac{Сс_{65}SO_{33}^4}{Na_{87}Ca_{8}Mg_{8}}$ не опред. 43 I,34 -

Д а л а н

СКВ. I
642 M₁₈ $\frac{Сс_{29}SO_{67}^4}{Na_{83}Ca_{9}Mg_{7}}$ не опред. 2,86 -

К ы з ы л т у м ш у к

СКВ. 2
650 M₂₅ $\frac{Сс_{75}SO_{22}^4}{Na_{84}Ca_{9}Mg_{7}}$ I2 5 нет нет I,16 -

СКВ. 2
700 M₁₇ $\frac{Сс_{84}SO_{13}^4}{Na_{82}Ca_{14}Mg_{9}}$ 9 не определено 0,97 -

СКВ. 3
676 M₂₀ $\frac{Сс_{93}SO_{6}^4}{Na_{66}Ca_{14}Mg_{9}}$ не определено 0,72 -

А к б а ш

СКВ. 36
985-I020 M₄₅ $\frac{Сс_{88}SO_{10}^4}{Na_{95}Ca_{4}Mg_{3}}$ 34,6 63 I53 64 I,06 II9

К и ч и к б е л ь

СКВ. 36
985-I020 M₂₀ $\frac{SO_{69}^4 Сс_{29}}{Na_{39}Ca_{32}Mg_{29}}$ нет 29 не опр. 0,4 I,3 223

Г у л ь д а р а

СКВ. I
310 M₄₅ $\frac{Сс_{91}SO_{9}^4}{Na_{86}Ca_{7}Mg_{7}}$ 2,5 25 48 нет 0,94 96I

Б е ш т е н т я к

СКВ. I-Б
2576-2558 M_{10I} $\frac{Сс_{98}SO_{I}^4}{Na_{75}Ca_{25}}$ I6,9 239 86 20 0,76 254

	I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8
--	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Скв. I -Б 1090-1050	M72	$\frac{Ce_{99}SO_4}{Na_{91}Ca_6Mg_3}$	16,9	23	183	10	0,92	1806							
------------------------	-----	---------------------------------------	------	----	-----	----	------	------	--	--	--	--	--	--	--

Скв. 2-Б 1255-1258	M109	$\frac{Ce_{95}SO_4}{Na_{85}Ca_8Mg_7}$	16,9	26	289	20	0,89	2281							
-----------------------	------	---------------------------------------	------	----	-----	----	------	------	--	--	--	--	--	--	--

Кызылсу

Скв. I 662	M98	$\frac{Ce_{93}SO_4}{Na_{93}Ca_5Mg_2}$	3,3	6	50	нет	1,0	9107							
---------------	-----	---------------------------------------	-----	---	----	-----	-----	------	--	--	--	--	--	--	--

Каракурт

Скв. I	M12	$\frac{Ce_{83}SO_4HCO_3}{Na_{96}Ca_2Mg_1}$	8,3	19	-	13	1,12	332							
--------	-----	--	-----	----	---	----	------	-----	--	--	--	--	--	--	--

Ляльмикар

Скв. 8 777-779	M19	$\frac{Ce_{73}SO_4HCO_3}{Na_{92}Ca_4Mg_3}$	26	107	-	-	1,25	79							
-------------------	-----	--	----	-----	---	---	------	----	--	--	--	--	--	--	--

Учкизыл

Скв. 79 207	M18	$\frac{Ce_{95}SO_4}{Na_{95}Ca_3Mg_1}$	20	30	74	-	1,0	346							
----------------	-----	---------------------------------------	----	----	----	---	-----	-----	--	--	--	--	--	--	--

Кокайты

Скв. 5 830-926	M16	$\frac{Ce_{87}SO_4HCO_3}{Na_{95}Ca_2Mg_1}$	29	218	-	-	1,1	370							
-------------------	-----	--	----	-----	---	---	-----	-----	--	--	--	--	--	--	--

Хаудаг

Скв. 2 44	M24	$\frac{Ce_{75}SO_4HCO_3}{Na_{89}Ca_8Mg_2}$	4	-	-	-	1,21	-							
--------------	-----	--	---	---	---	---	------	---	--	--	--	--	--	--	--

Джейранхана

Скв. I 1900	M32	$\frac{Ce_{86}SO_4}{Na_{87}Ca_7Mg_6}$	5	-	-	-	1,01	-							
----------------	-----	---------------------------------------	---	---	---	---	------	---	--	--	--	--	--	--	--

I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7 : 8

Д а н г а р а

Скв. 937
467 $\frac{Ca_{79}SO_{20}^4}{M_{13} \frac{Na_{38}Mg_{37}Ca_{25}}{25}}$ 1,69 23 30 - 0,48 276

Скв. 937
455 $\frac{Ca_{81}SO_{18}^4HCO_1^3}{M_{15} \frac{Na_{64}Ca_{31}Mg_{95}}{95}}$ 1,69 34 - 1,0 0,79 210

Наиболее высокие значения минерализации отмечены на структуре Курганча (в скв.2 - 151 г/л: возможен приток пластовых вод из нижележащих горизонтов) и в Кулябской синкли - нальной зоне, где рассолы до 100 г/л в алайских слюях, вероятно, развиты довольно широко.

Высокая минерализация пластовых вод (146 г/л) отмечена в сумсарских слюях м-я Бештентяк. Следует отметить, что среди относительного разнообразия состава эоценовых вод встречаются воды, близкие составу морской воды:

Морская вода $\frac{Ca_{90}SO_{9}^4HCO_1^3}{M_{36} \frac{Na_{77}Mg_{18}Ca_5}{18}}$

Курганча,
алайские слюи $\frac{Ca_{88}SO_{10}^4HCO_2^3}{M_{43} \frac{Na_{76}Ca_{14}Mg_{10}}{10}}$

Бештентяк,
алайские слюи $\frac{Ca_{88}SO_{12}^4}{M_{55} \frac{Na_{79}Ca_{10}Mg_{10}}{10}}$

Различие состава заключается только в изменении соотношения между кальцием и магнием, причем сумма их %-экв. не меняется, а относительная доля натрия не увеличивается. Вероятно, при изменении состава преобладал не процесс катионного обмена Na (вода) на Ca (порода), а реакция осаждения магния под влиянием гидролиза, вызванного повышением температуры при погружении осадка (Сулин, 1948; Карцев, 1963).

Воды неогеновых отложений. К ним относятся воды многочисленных проницаемых горизонтов, главным образом песчаников, реже гравелитов и конгломератов. Как правило, это воды с преобладанием сульфатов или хлоридов,

относящиеся по В.А.Сулину к СН или ГКН типам. Минерализация их 10–15 г/л, но в зоне развития соляных тел (структура Донгузтюбе) повышается до 40–260 г/л. На м-нии Комсомольское обнаруживается сходство вод неогена с водами альб-аптских горизонтов, что свидетельствует об их связи и проявлении процесса инфильтрации (табл.10).

Т а б л и ц а 10

Гидрохимические доказательства процесса инфильтрации между верхнемеловыми и неогеновыми отложениями

№ скв.	Глубина, м, возраст	Формула состава	$\frac{Na}{Ca}$	$\frac{Cl}{Br}$	Тип вод по В.А. Сулину
84	200–170 N+P ₂	$M_{18} \frac{Cl_{72} SO_{28}^4}{Na_{80} Ca_{12}}$	1,1	288	СН
87	310 N+P ₂	$M_{18} \frac{Cl_{53} SO_{27}^4}{Na_{96} Ca_4}$	1,8	—	ГКН
87	1331–1317 K ₁ α	$M_{17} \frac{Cl_{68} SO_{30}^4}{Na_{92} Ca_4}$	1,3	255	СН
87	1428–1410 K ₁ α	$M_{10} \frac{Cl_{50} SO_{43}^4}{Na_{97} Ca_2}$	1,9	—	ГКН

Воды четвертичных отложений, а также некоторых рек (Явансу, Таирсу) имеют состав, близкий к составу вод неогеновых отложений.

2. Геохимия отдельных компонентов состава пластовых вод

Сульфат-ион и сульфатность. Между минерализацией и содержанием сульфат-иона в пластовых водах продуктивной толщи существует обратно пропорциональная зависимость. В пределах от 300 до 100 г/л обратная зависимость

содержания сульфат-иона от минерализации носит почти прямолинейный характер. С дальнейшим понижением минерализации зависимость становится менее четкой и резко возрастают величины максимальных содержаний сульфат-иона. Анализы, которые в интервале минерализации от 100 до 20 г/л характеризуются низкими содержаниями сульфат-иона (до 20 мг/л), принадлежат, в основном, к водам турон-сеноманских отложений, а резко повышенные (до 240 мг-экв/л) концентрации соответствуют водам эоценовых отложений. Такой же характер имеет зависимость коэффициента сульфатности от минерализации.

Трудно сказать, является ли сульфат-ион в данном случае эпигенетичным или сингенетичным компонентом, так как его первичная концентрация могла уменьшиться в процессе метаморфизации и увеличения минерализации исходных вод, или наоборот, в процессе последующего медленного разбавления гипергенными водами - увеличивается за счет выщелачивания сульфатсодержащих пород палеогена.

Процесс выщелачивания явно имел место в алайских отложениях. На это указывают повышенные содержания сульфатов в водах этих отложений для Вахшской синклинальной зоны, где содержание гипса в разрезе эоцена резко повышено. В то же время в пластовых водах алайских слоев Сурханской зоны, где гипсов в разрезе почти нет, отмечены высокие содержания сульфатов (Балашов, 1960).

Максимальное содержание сульфатов в алайских водах структур Джейранхана, Хаудаг и Бештентяк достигает 61-115 мг-экв/л, в то время как максимальные содержания для структур Акбаш и Кичикбель достигают величины примерно 220 мг-экв/л.

Повидимому, на характер распределения сульфатов в пластовых водах Вахшской группы структур повлияли оба вышеупомянутых процесса и в водах высокой минерализации порядка 180 г/л сульфаты являются сингенетическими, достигая при этом концентрации до 30 мг-экв/л.

Аналогично изменению содержания сульфат-иона в зависимости от минерализации, изменяется коэффициент $\frac{SO_4}{Cl}$. 100. В пределах минерализации от 100 до 300 г/л связь этих параметров имеет характер обратной прямолинейной зависимости.

При дальнейшем понижении минерализации рассеяние точек увеличивается и значения коэффициента достигают 2,1 в водах эоценовых отложений. Изменение сульфатности, натрийхлорного коэффициента и иона SO_4 не указывает на наличие четкой гидрoхимической границы между сенон-палеоценовыми водами и турон-сеноманскими. Имеются работы о нефтегазописковом значении сульфатов (Гуцало, Кривошея, 1966). Однако для конкретных условий Таджикской депрессии это значение не выявлено.

Гидрокарбонат-ион и коэффициент щелочности. В пластовых водах меловых и палеогеновых отложений Вахшской синклиналиной зоны содержание гидрокарбонат-иона лишь в отдельных случаях превышает 5 мг-экв/л, иногда уменьшаясь до 0,2-0,1 мг-экв/л (в водах сеномана структуры Доагуз). При таких узких пределах содержания HCO_3 и при значительных колебаниях минерализации величина коэффициента щелочности $\frac{HCO_3 \cdot 100}{\text{св}}$, применяемая некоторыми исследователями (Сухарев, Тарануха, 1965), для оценки влияния гипергенных вод^{х)}, растет с уменьшением минерализации.

Для Вахшской синклиналиной зоны и Кафирниганской антиклиналиной зоны величина отношения $\frac{HCO_3 \cdot 100}{\text{св}}$ не превышает 1,05, в то время как в зоне действия гипергенных вод, по данным указанных авторов, она должна быть выше 6,62. В водах меловых и палеогеновых отложений Душанбинского прогиба эта величина при минерализации от 20 до 200 г/л не превышает 1-2.

Повышенные значения коэффициента щелочности отмечаются в низкоминерализованной разновидности вод аптальбских отложений м-я Комсомольское, где содержание гидрокарбонат-иона достигает 65 мг-экв/л. Относительно повышенные содержания гидрокарбонат-иона отмечаются в палеоценовых и верхнесеновских водах месторождений и структур Сурханской зоны. На м-ии Учкизыл содержание гидрокарбонат-иона в водах бухарских слоев 20-34 мг-экв/л, на Кокайты - от 4 до 3 мг-экв/л, на Ляльмикаре от 3 до 22 мг-экв/л, на Каракурте и Хаудаге такое же, как на структурах Вахшской и Кафирни-

х) Гипергенные воды - воды верхней гидродинамической зоны.

ганской зон. Такое повышение концентрации гидрокарбонат-иона может быть связано с уменьшением содержания гипсов в разрезе палеогена Сурханской синклиналильной зоны и соответственно с уменьшением сульфат-иона в водах. Не исключено, что образование гидрокарбонат-иона в Сурханской зоне связано с более интенсивными процессами взаимодействия органического вещества пород с водами.

Сероводород и углекислота, как показатель распада органики. Максимальные содержания сероводорода (до 3 г/л) и углекислоты (1,9 г/л) отмечались в водах палеоценовых отложений м-я Комсомольское. Значительные содержания этих компонентов отмечались в палеоценовых и алайских водах на структурах Сурханской и Кулябской синклиналильных зон и Северного Бабатага. На м-и Учкизыл концентрация сероводорода достигала 530 мг/л, на м-и Курганча - 480 мг/л, а углекислоты до 2,07 г/л, на структуре Кызылсу сероводорода было до 370 мг/л. Следует отметить, что максимальные содержания H_2S отмечались именно в зонах активного взаимодействия скоплений углеводородов с пластовыми водами в процессе инфильтрации (Комсомольское, Учкизыл, Курганча). На структуре Кызылсу большие содержания этого компонента сочетаются с высокоминерализованными растворами без признаков инфильтрации (табл. II).

Наличие сероводорода и углекислоты, при преобладании сероводорода, в относительно слабоминерализованных водах палеоценовых и меловых отложений Душанбинского прогиба и м-я Учкизыл объясняется интенсивно идущими процессами окисления углеводородов с редукцией сульфатов. Труднее представить эти процессы в рассолах палеоцена структуры Кызылсу.

В высокоминерализованных водах палеоцена (200 г/л) Вахшской синклиналильной зоны наблюдаются большие концентрации углекислоты в сочетании с повышенными концентрациями аммония. Исходя из этого, можно предположить, что углекислота образовалась на ранних стадиях формирования этих вод и является реликтом древней более активной обстановки, когда преобразование органического вещества шло в направлении глубокого разрушения исходной органики, а не только на образование углеводородов.

Содержание микрокомпонентов
в пластовых водах Таджикской депрессии

Возраст	М г/л	Б мг/л				
		Ж	Вг	НВО ₂	НН ₄	Н ₂ S
I	2	3	4	5	6	7
Ш а а м б а р ы						
J ₃ ox-km	216	439	602	954	900	309
K ₁ v-ap	184	23	432	323	93	нет
K ₁ a	287	42	612	284	250	нет
K ₂ cm	33	0,4	223	184	90	нет
K ₂ t+sn	150	20	382	171	70	нет
P ₁	15	9,3	31	25	30	нет
P ₂ a ¹	49	12,2	69	80	260	153
N	14	3	10	31	4,5	нет
К о м с о м о л ь с к о е						
J ₃ ox-km	268	19	692	2672	400	196
K ₁ v+ap	29	7	88	377	20	22
K ₁ a	34	4	97	15	10	448
K ₂ cm	63	5	141	111	60	637
K ₂ t+sn	214	27	532	270	50	240
P ₁	53	3,5	130	65	300	3570
P ₂	24	1	53	43	60	150
N+P ₃	19	1	42	46	0,15	510
А н д ы г ө н						
J ₃ ox-km	24	5	96	109	30	338
K ₁ h	61	8	142	133	18	5
K ₁ b-ap	28	5	65	60	10	10
K ₂	48	3	119	47	25	нет
P	4	1	1	9	0,2	3,6
Г у м б у л а к						
J ₃ ox-km	10	нет	10	113	1	816
K ₁ h	12	нет	2	38	6	5
K ₁ b	9	нет	2	26	6	4
K ₁ ap	2	нет	нет	27	3	10

I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: 7
J ₃ ox-км	0,9	нет	1,9	2,2	5	0,8
J ₃ ox-км	9	нет	2	не опред.	I	нет
K ₁	3	нет	10	40	I	нет
K ₂ ^{sp}	144	17	389	7	0,2	нет
p ₁	163	13	376	153	70	нет
J ₃ ^{gr}	427	27	459	1533	1010	нет
K ₁ ^a	299	4,2	213	102	100	нет
p ₁	10	нет	нет	нет	27	нет
p ₂	29	2,5	40,6	24	28	16
K ₂ ^{sp}	97	1,7	44,6	нет	106	нет
p ₁	27	0,4	3	4	71	нет
J ₃ ^{gr}	364	34	948	370	600	нет
K ₁ ^a	281	нет	нет	нет	770	нет
K ₂ ^{sp}	169	25	373	98	26	нет
p ₁ ^{bh}	47	16	85	142	10	193
p ₂ ^{al}	60	14	80	-	103	467
N	23	не определено			5,7	нет
p ₂ ^{al}	45	4,2	25,5	135,8	0,7	646
p ₂ sm	151,3	22,8	71,9	127	10	нет
p ₂ ^{rs}	5,9	8,46	7,9	4,3	50	нет
p ₂ ^{tr}	8,5	нет	нет	нет	нет	нет
p ₂ ^{al}	104	26,6	239	289	40	нет
p ₁ ^{bh}	188	25,3	163	1445	420	нет
p ₁ ^{ak}	311	50,7	583	18777	450	450
p ₂ ^{al}	98	3,4	7	50	6	нет
p ₁ ^{bh}	118	25,4	133	284	300	330

1	2	3	4	5	6	7
p_1^{ak}	192	25,4	305	551	221	189
K_2^{sn}	306	203	384	700	600	363
K_2^t	304	59	506	132	250	нет
K_2^{cm}	352	33,8	359	398	600	нет
Ю ж н ы й П у ш и о н						
p_1	230	19	174	328	60	нет
K_2^{sn}	264	23	33	306	300	нет
С а я т						
p_1^{ak}	232	25,3	53,2	2	20	нет
K_2^{sn}	219	25,3	207	83	100	нет
K_2^{cm}	58	3,4	85	нет	20	нет
K_1^a	264	38,8	294	245	200	нет
А л и м т а й						
K_2^{sn}	331	28,3	262	339	150	нет
K_2^{cm}	296	23,9	213	284	150	нет
K_1^a	325	29,6	277	нет	30	нет
Т а н а п ч и						
p_1^{bh}	88	12,7	70	175	70	158
K_2^{sn}	133	3,8	74	87	75	329
K_2^{sn+t}	291	22,8	335	55	200	нет
K_2^t	286	27,1	309	103	150	нет
K_1^a	350	25,4	400	262	750	нет
К и ч и к б е л ь						
K_2^{sn-t}	223	26,3	498	122	38	нет
p_1	181	41,4	439	312	366	нет
К ы э ы л т у м ш у к						
p_1^{ak}	81	12,69	197	нет	10	нет
K_2^{sn}	198	27,92	642	438	150	8,5
K_2^m	203	85,5	49	107	5	нет
А к б а ш						
p_2^{al}	54	38	79	нет	42	77
K_2^t	230	24,8	684	нет	2,5	нет
K_2^{sn}	178	нет	519	н е	о п р е д.	
К а р а б у р а						
p_2^{al}	64	7	118	281	12	нет
p_1^{ak}	185	104	619	484	210	7

I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: 7
P_1^{bh}	244	18	686	520	600	5
$P_1^{bh} + K_2^{sn}$	66	4	194	80	10	I
K_2^{sn}	239	21	654	454	500	нет
А р ы к т а у						
K_2^t	201	74	666	106	72	нет
K_1^a	155	33	514	13	0,6	нет
K_2^{sn+t}	202	46	531	6	112	нет
Х о д ж а к а з и а н						
K_1^v	85	3,3	119	нет	3	нет
Д о н г у з						
K_2^{sn}	136	14	305	404	50	48
$K_2^{cm} + K_1^a$	220	40	785	138	100	9,5
P_1	200	20	490	409	187	98
Д а г а н а к и и к						
K_2^{cm}	305	14,7	106	1320	0,8	нет
К а р а с ы р т						
N	181	0,25	484	24	60	нет
P_1^{bh}	22,1	4,23	26	10	60	56
$P_1^{bh} + K_2^{sn}$	15	нет	23	31	0,4	нет
K_2^{sn}	73	11,6	87	117	30	102
К ы з и м ч е к						
P_1^{bh}	175	50,6	330	197	70	нет
K_2^{cm}	203	40,1	181	19	5	20
J_3^{gr}	340	17,77	910	2868	600	нет
К о ш т а р						
P_1^{bh}	117	89	1,5	н е о п р е д .		
А м у д а р ь и н с к о е						
P_1^{bh}	22,5	22,8	1	н е о п р е д .		
K_2^{sn}	37,9	3	н е о п р е д .			

Б р о м , й о д , б о р , а м м о н и й . Взаимосвязи брома, йода и хлора с минерализацией пластовых вод Таджикской депрессии впервые были освещены в работе Э.В.Козловой и В.С.Самариной (1963), где путем использования полулогарифмических графиков и корреляционной зависимости авторы изучают связь относительного и абсолютного содержания этих

компонентов с минерализацией во всех природных водах, включая воды источников. В работе приведены только обобщающие кривые и не показан характер рассеяния точек. Один из выводов авторов представляется нам весьма важным, а именно, что в области повышенных и высоких минерализаций характер зависимости вышеуказанных компонентов от минерализации является одинаковым для всех рассматриваемых регионов и отражает общие свойства поведения этих ионов.

Со своей стороны считаем нужным осветить характер и степень зависимости некоторых компонентов от минерализации для изучаемых нами пластовых вод.

Зависимость содержания брома от минерализации для пластовых вод мела и палеоцена Вахш - Кафирниганской группы структур весьма четкая и коэффициент Cl/Br в среднем равен 250. Повышение величины коэффициента наблюдается в зоне развития соляных тел (Обигармская и Кулябская зоны).

Миграция брома жестко связана с миграцией хлора и поэтому при увеличении минерализации хлоркальциевых вод или при их разбавлении величина хлорбромного коэффициента сохраняется постоянной и равна 250. Как известно, для нормальных морских вод величина хлорбромного коэффициента равна 293.

Содержание йода гораздо меньше связано с величиной минерализации. В пределах от 13 до 140 г/л концентрация йода остается на одном среднем уровне. Довольно сильно повышенные концентрации йода при сравнительно невысоких минерализациях отмечаются в пластовых водах алайских отложений структуры Акбаш. Л.С.Балашов (1960) отмечает повышенные содержания йода в водах алайских отложений Сурханской синклинальной зоны и делает предположение, что они связаны с богатыми органикой морскими глинами сузакских слоев.

В пределах минерализации от 140 до 220 г/л при значительном колебании концентрации йода наблюдаются максимальные его содержания. В частности, в водах юрских пород м-я Шаамбары (скв.82) йода содержится 245 мг/л.

Независимость распределения йода от минерализации характерна не для всех районов. А.М.Никаноров (1966) отмечает зависимость содержания йода от минерализации для вод из

сарматских отложений Восточного Предкавказья.

Бор является одним из талассофильных элементов (Гольдшмидт, Петерс, 1938), его кларки в водах морей колеблются от 1,7 до $5,08 \cdot 10^{-4}\%$. Однако, как отмечает Л.С.Балашов (1960), содержание бора в пластовых минерализованных водах достигает $1 \cdot 10^{-2}\%$ и механизм образования этой концентрации неясен. Зависимость содержания HBO_2 от минерализации еще более расплывчата, чем для йода, но средний уровень концентрации повышается с ростом минерализации.

Гораздо большая связь концентраций бора обнаруживается с возрастом водовмещающих отложений (табл. I2).

Т а б л и ц а I2

Распределение концентраций бора в водах пород разного возраста				
Структура	Возраст отложений			
	Юра	Альб-сеноман- турон-н.сенон	сенон - палеоцен	Эоцен (алайские слои)
Душанбинский прогиб-Сев.				
Бабатаг	1400	-	-	-
Донгуз	-	135	284	-
Акбаш	-	81	240	150
Кичикбель	-	107	181	-
Карабура	-	-	340	-
Кызимчек	-	30,9	-	-
Кижий Арықтау	-	2,7	-	-
Бештентяк	-	-	больше 2000	200
Кызылсу	-	-	500	150

Повышенные концентрации бора явно тяготеют к водам сенон-палеоценовых и юрских отложений. Такой же характер распределения по возрасту водовмещающих отложений отмечается и для ион - а м м о н и я, являющегося продуктом распада азотсодержащей органики. Из таблицы I3 видно, что средний уровень содержания аммония в водах юрских отложений гораздо выше, чем в водах меловых отложений. В водах межсолевой рапы на площади Далан определено 2652 мг/л аммония, что является максимумом для Таджикской депрессии.

Распределение концентраций аммония
в водах пород разного возраста

Структура	Возраст отложений			
	Юра	Альб-сеноман- турон-п.сенон	сенон - палеоцен	Эоцен (алайские слои)
Кулябская зона	-	250	310	-
Донгуз	-	55	110	-
Акбаш	-	2,5	300	-
Кичикбелъ	-	38	71	0,4
Карабура	-	-	374	-
Южный Аруктау	-	66	-	-
Аруктау	-	14,4	-	-
Кызимчек	-	41,5	-	-
Душанбинский прогиб+Северный Бабатаг	1100	-	-	-

Рассматривая геохимию бора в пластовых водах девона Русской платформы А.Н.Козин (1966) отмечает постоянство концентраций этого элемента для вод определенных стратиграфических интервалов (девон, карбон, пермь). А.Г.Алиев и др. (1966), изучая характер распределения йода, брома, бора и аммония в горных растворах и пластовых водах Северного Дагестана, заметили, что относительные концентрации этих компонентов выше в горных растворах, чем в пластовых водах. Горные растворы, по мнению указанных исследователей, являются главным источником йода, брома, бора и аммония в пластовых водах.

К а л и й и н а т р и й. Изучение взаимосвязи содержания ионов калия и натрия показало, что они довольно жестко связаны. Коэффициент $\frac{\Gamma_{K}}{\Gamma_{Na}} \cdot 100$ в большинстве случаев изменяется от 0,6 до 5.

Различие в содержании калия между одинаково минерализованными водами мел-палеогеновых и юрских отложений очень большое: в водах юрских отложений отношение $\frac{\Gamma_{K}}{\Gamma_{Na}} \cdot 100$ составляет 60-100.

В Вахшской синклиналиной зоне по значениям этого ко-

эфициента воды палеоцен-маастрихтских отложений отличаются от вод верхнемеловых отложений: в верхнемеловом комплексе значения этого коэффициента 0,6-0,8, а в палеоцен-маастрихтском 2,4-4,0.

Металлы - микроэлементы. Из элементов, определяемых только спектральным полуколичественным методом, в пластовых водах Таджикской депрессии отмечаются медь, стронций, титан, барий, ванадий, никель, хром, марганец. Несмотря на сравнительно небольшое количество определений, в распределении этих компонентов можно уловить определенные тенденции. Например, встречаемость ванадия, титана, марганца и стронция в пластовых водах Вахшской синклиналиной зоны наблюдается чаще, чем хрома, никеля, бария и меди. Наиболее распространенным из указанных микроэлементов является стронций. Он встречается в ста процентах анализируемых проб воды.

В пластовых водах палеоцена и верхнего сенона Вахшской зоны его содержание колеблется от тысячных до сотых долей процента (весовых). В пластовых водах сеноманских и нижнесеноновых отложений содержание стронция достигает десятых долей и даже целых единиц.

Титан встречается в 56,3% случаев в пластовых водах палеоцена и мела Вахшской и Кафирниганской зон от следов до сотых долей процента. В пластовых водах мезозойских и кайнозойских отложений Душанбинского прогиба титан встречается в 94% случаев при таких же концентрациях, как в Вахшской и Кафирниганской зонах.

Марганец, как и титан, встречается в 56% случаев в пластовых водах Вахшской зоны в относительных концентрациях, составляющих тысячные доли процента. В пластовых водах юрских, меловых и палеогеновых отложений Душанбинского прогиба он встречается в 91,3% случаев.

Для этих двух элементов наблюдается и некоторая стратиграфическая приуроченность. В пластовых водах палеоцена Душанбинского прогиба и Вахшской синклиналиной зоны титан встречается в 57% случаев, а в водах мезозойских отложений (начиная от нижнего сенона) - в 100% случаев. Стратиграфическая приуроченность марганца совершенно аналогична:

57% в палеоцен-сенонских водах и 97,5% в мезозойских. Причем в водах юрских отложений Андыгена марганец присутствует в двух случаях из трех (66%).

В а н а д и й по распространенности идет после титана и марганца. В сенон-палеоценовых водах Таджикской депрессии он встречается в 27% случаев, в мезозойских водах - в 96,5% случаев. Такая разница в распространении ванадия может быть объяснена тем, что в относительно обогащенных органикой палеоценовых отложениях он входит в состав металлоорганических соединений, нерастворимых в воде. Концентрации ванадия колеблются от следов до тысячных долей процента.

М е д ь в основном приурочена к водам меловых отложений Вахшской и Кафирниганской зон и Душанбинского прогиба (н.сенон-готерив), где она встречается в 80% случаев при относительных концентрациях от следов до тысячных долей процента. В сенон-палеоценовых водах медь присутствует в 25% случаев, причем все они приурочены к слабоминерализованным и пресным водам палеоцена Душанбинского прогиба; а для среднеминерализованных вод палеоцена и верхнего сенона Душанбинского прогиба характерно отсутствие меди. А.М.Карпунин (1964) отмечает наличие горизонтов медистых песчаников в отложениях нижнего мела (неокома). Следовательно, меловые отложения являются вообще обогащенными медью.

Таким образом, наблюдается тяготение в распределении ванадия и меди в основном к меловым отложениям. Намечается приуроченность титана и марганца также к меловым отложениям, в водах которых этих элементов почти в два раза больше, чем в палеоцене.

Х р о м , н и к е л ь , б а р и й , ц и р к о н и й , и с е р е б р о в условиях Таджикской депрессии встречаются в основном в опресненных водах.

Х р о м встречается в 18% случаев в пластовых водах. В водах Вахшского прогиба он не встречается совсем, а в водах Душанбинского прогиба встречается в 27% случаев при преобладающих концентрациях 0,01% к навеске.

Н и к е л ь встречается редко (13,6%) и приблизительно равномерно в водах всех возрастов (палеоцен-сенон: 12,5%; мел-юра: 14,3%) при относительных концентрациях от

тысячных до сотых долей процента. В распространении никеля намечается слабая площадная приуроченность: в водах Душанбинского прогиба он встречается в 14,7% случаев, в водах Вахшской и Кафирниганской зон – в 6,25% случаев.

Распространение б а р и я также обнаруживает площадную приуроченность, в пластовых водах мезозойских и кайнозойских отложений Вахшской и Кафирниганской зон барий отсутствует. В водах Душанбинского прогиба он отмечается в 14,6% случаев, причем относительные концентрации его колеблются от сотых до тысячных долей процента.

Распространение хрома, никеля и бария в большей степени связано с проникновением гипергенных вод, которые отмечаются для Душанбинского прогиба.

3. Палеогидрохимические условия осадконакопления и типы гидрохимических разрезов

Сопоставление гидрохимических условий седиментации с современным составом пластовых и поровых вод является одним из приемов палеогидрогеологических реконструкций. Изучение гидрогеологии мезозойских и кайнозойских отложений Таджикской депрессии показало, что на большей части территории преобладают пластовые воды рассольной концентрации. Вся водонапорная система, за исключением отдельных участков, не затронута инфильтрацией поверхностных вод. И это наблюдается, несмотря на большую тектоническую активность в орогеническом этапе развития территории, на большое количество разрывных нарушений и на сильную тектоническую и орографическую разобщенность отрицательных структурных элементов, которые могут трактоваться как отдельные артезианские бассейны (Сурхэн-Гиссарский, Вахшский, Кулябский). На основе изучения литофаций осадочных образований платформенного (юра-палеоцен) и орогенного (неоген-антропоген) комплексов можно сделать предположения о гипотетическом составе и степени солености вод бассейнов, в которых происходила седиментация (табл. 14).

Сравнение предполагаемых условий осадконакопления с современным составом пластовых вод показало, что процессы метаморфизации весьма слабо проявились к настоящему времени в отложениях неогена и эоцена. Основные изменения состава вод в

отложениях эоцена по сравнению с первоначальными морскими произошли скорее всего за счет реакции термогидролиза, при которой хлористый магний в водном растворе при нагревании переходит в нерастворимый гидрат окиси магния, а освобожденные ионы хлора соединяются с кальцием (Сулин, 1948).

Т а б л и ц а 4

Палеогидрохимические условия
бассейна осадконакопления и формирование
седиментационных вод

Возраст:	Условия седиментации и соленость:	Современный состав пластовой воды:	
отложенный	Состав пород	осадконакопления	
1	2	3	
Неоген-олигоцен	Терригенные континентальные осадки: конгломераты, песчаники, глины, алевролиты	Континентальные, субаквальные. М: I-10г/л	$\frac{Cl_{60}SO_{40}}{M_{10} \frac{(K+Na)_{70}Mg_{20}Ca_{10}}$
Эоцен	Морские глины и известняки органогенные	Нормальные морские, на востоке засоленные. М: 35-50г/л	$\frac{Cl_{88}SO_{10}HCO_3}{M_{43} \frac{Na_{76}Ca_{14}Mg_{11}}{2}}$
Палеоген (бухара)	Известняки и доломиты хемогенные, гипсы	Нормальные морские: 35г/л	$\frac{Cl_{98}SO_{2}}{M_{121} \frac{Na_{74}Ca_{19}Mg_{6}}{2}}$
Палеоцен (акджар) + верхний мел	Известняки, доломиты, гипсы	Лагунные в стадии садки гипсов. М: I40-170г/л	$\frac{Cl_{99}}{M_{216} \frac{Na_{94}Ca_{8}Mg_{2}}{2}}$
Верхний мел	Глины, карбонатные породы, песчаники морского генезиса	Морские: 35г/л	$\frac{Cl_{100}}{M_{320} \frac{Na_{70}Ca_{20}Mg_{10}}{3}}$
Нижний (альб)	Глины, песчаники морского генезиса; к тому замещение их континентальными породами	Морские, временами с садкой гипса	$\frac{Cl_{99,5}}{M_{287} \frac{Na_{77}Ca_{20}Mg_{10}}{3}}$
Нижний мел (альб-апт-неоком)	Континентальные терригенные породы со следами аридного засоления (гипсы)	Континентальные субаквальные условия: I-10г/л и местами 100-150 г/л	$\frac{Cl_{94}}{M_{184} \frac{Na_{69}Ca_{20}Mg_{10}}{3}}$

1	2	3	4
Крамиджитон	Соли и гипсы	Засолоненные лагуны в стадии садки галита: 320 г/л	$Cl_{100} / Ca_{51}(K+Na)_{31}$
Келловей-оксфорд	Известняки и доломиты	Нормальный морской бассейн, местами засолоненный: 35г/л и 60 лее	$Cl_{197}HCO_3^2 / Na_{44}Ca_{36}Mg_{19}$

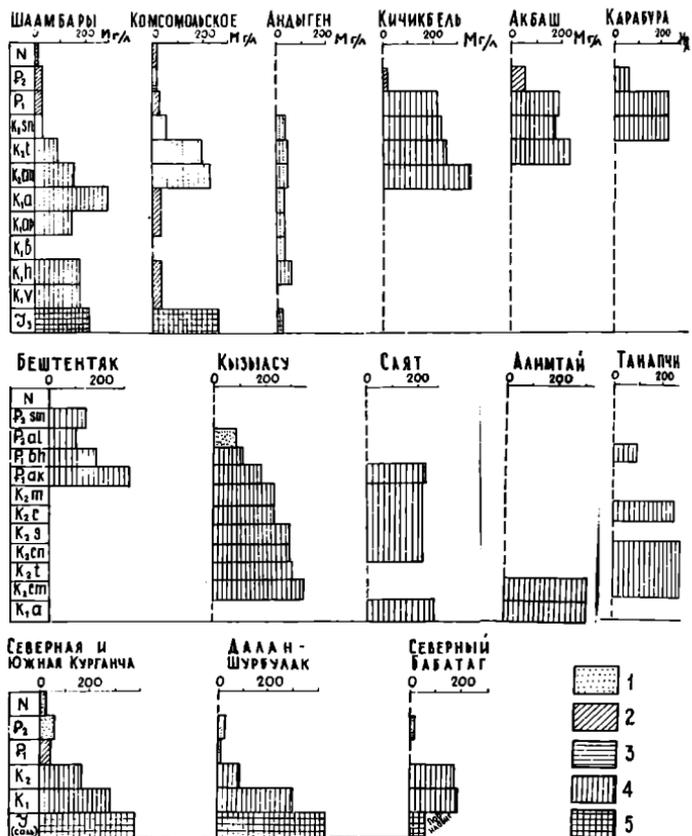
В пользу вероятности этой реакции говорит тот факт, что сумма %-экв. кальция и магния как в морской нормальной солености воде, так и в пластовых водах эоцена равна 23%-экв., а разница наблюдается только в соотношении этих ионов.

Состав пластовых вод морских отложений палеоцена, маастрихта и верхнего альба, соленосных отложений крамиджитона и карбонатов келловей-оксфорда отвечает представлению о метаморфизации исходных морских вод и лагунных рассолов - вследствие катионно-обменных реакций, перехода части воды (растворителя) в связанное кристаллизационное состояние. Однако состав вод континентальной толщи нижнего мела (берриас-нижний альб) не соответствует этим представлениям: он совершенно аналогичен составу верхнемеловых вод. Значительная доля глин в верхнемеловых отложениях, большая их мощность и большая степень уплотнения (с уменьшением пористости) до 10-1% позволяет предполагать, что запасы рассолов красноцветных нижнемеловых отложений возникли за счет выжимания их из верхнемеловых глин.

Гидрохимическую характеристику мезозойских и кайнозойских отложений можно дополнить распределением типов гидрохимических разрезов по Таджикской депрессии.

Условия формирования, в которые входят и инфильтрационные процессы, создали разные формы распределения минерализации и типа вод по стратиграфическим интервалам. Основные типы гидрохимических разрезов по различным месторождениям и разведочным площадям показаны на рисунке 5 и гидрохимических профилях (рис. 6-8).

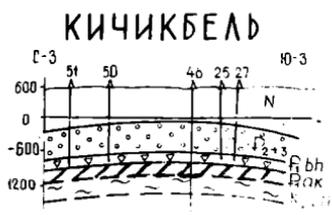
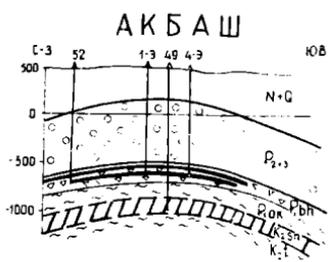
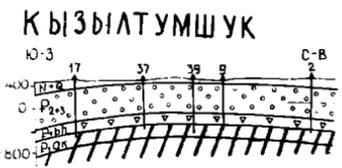
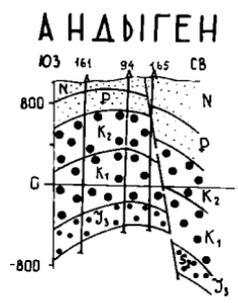
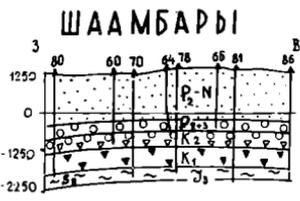
Крайней степенью изменения "первичной" гидрохимической характеристики в результате инфильтрационных процессов явля-



Р и с . 5. Сопоставление гидрохимических диаграмм

Типы вод по В.А.Сулину: 1 - переходный, 2 - сульфатнонатриевый, 3 - хлормагнийевый, 4 - хлоркальциевый, класса S_1 , 5 - хлоркальциевый, класса S_2 .

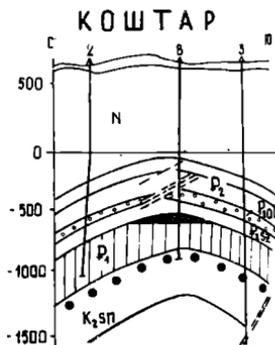
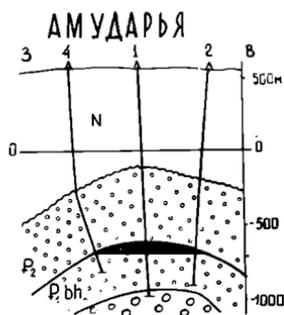
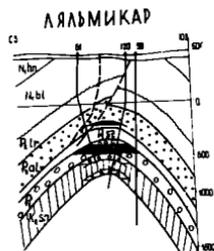
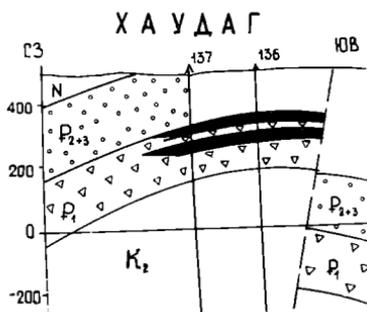
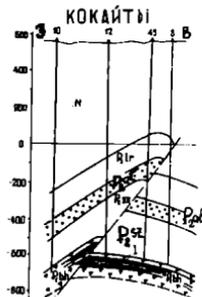
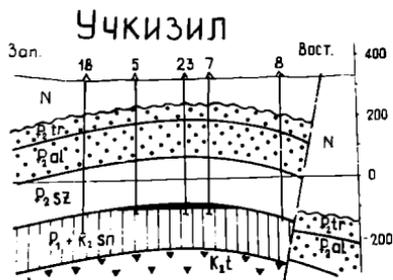
есть "нивелированный" разрез, когда во всей толще мезозоя и кайнозоя присутствуют воды с минерализацией не выше 10 г/л, относящиеся к сульфатнонатриевому типу. Таковы разрез площадей Гулъбиста, Орджоникидзеабад, м-ный Гумбулак. В значительной мере "сглажен" и разрез м-я Андыген (рис.5,6).



Р и с. 6. Гидрохимические профили по месторождениям Душанбинского прогиба, Вахшской синклинальной зоны и западного склона Бабатага

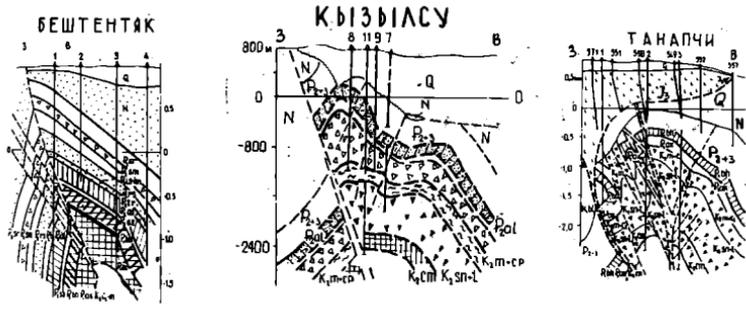
(Геологическая основа по И.З.Черникову, Г.Н.Газаряну, Э.М.Подольской).

условные обозначения на рис.8

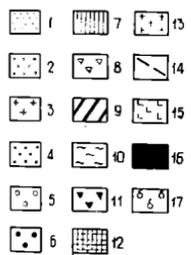


Р и с. 7. Гидрохимические профили по месторождениям
Сурханской синклиналиной зоны
(Геологическая основа по Г.Н.Газаряну, Э.М.Подольской,
З. Насретдинову).

Условные обозначения на рис.8



Р и с. 8. Гидрохимические профили по структурам Кулябской синклинальной зоны



(Геологическая основа по Ю.А.Воскресенской)

Типы вод и минерализация: I - гидрокарбонатнонатриевый, минерализация до 10 г/л; минерализация до 30 г/л; 2 - сульфатнонатриевый тип, 3 - хлормагнийевый тип, 4 - хлоркальциевый тип; минерализация до 50 г/л; 5 - сульфатнонатриевый тип, 6 - хлоркальциевый тип; воды хлоркальциевого типа с минерализацией: 7 - до 100 г/л, 8 - до 150 г/л, 9 - до 200 г/л,

10 - до 250 г/л, 11 - до 300 г/л, 12 - до 400 г/л; 14 - тектонические нарушения, 15 - соль; 16 - нефть; 17 - газ.

В последнем случае это коснулось только минерализации без изменения основного состава. Следующий вид инфильтрационного разреза: инверсионный с резким скачком минерализации и изменением типа воды (м-ние Комсомольское). Инверсия встречается как в мезозое, так и в кайнозое, но в последнем случае она выражена слабее, хотя и достаточно отчетливо (Курганча, Далан-Шурбулак, рис.5 и 7). Инверсионный разрез в мезозое (в мелу) в отдельных случаях связан не с инфильтрацией, а с первичными условиями формирования (Шаамбары). При этом тип воды не меняется. И, наконец, последний случай инверсии без изменения типа воды связан с вертикальным подтоком растворов снизу вверх (палеоген, м-е Бештентяк). Прямой разрез отмечен на структурах Вахшской (Кичикбель, Акбаш, Карабура) и Куляб-

ской синклиналильных зон (Кызылсу, Танапчи). При этом наиболее плавное нарастание минерализации с изменением типа воды в верхней части разреза отмечено на структурах Кызылсу и Танапчи. Увеличение минерализации при переходе от палеогена к мелу характерно для всех структур, за исключением Саят-Алинта где влияние соляного тела создало нивелированный гидрохимический разрез при рассольной минерализации вод (рис.5,8). Весьма вероятно, что на месторождении Бештентяк тоже не будет увеличения минерализации вод верхнемеловых отложений по сравнению с акджарскими.

ГАЗЫ ПЛАСТОВЫХ ВОД И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Поскольку состав растворенных и свободных газов генетически связан, рассмотрение закономерностей изменения газового состава целесообразно начать с газов месторождений.

I. Свободные газы месторождений

Нефтегазопищевое и общегеологическое значение изучения состава природных газов ныне общеизвестно. Большой вклад в геохимию природных газов сделан многими исследователями, в числе которых В.И.Вернадский, В.В.Белоусов, В.П.Савченко, В.А.Соколов, А.А.Черепеников и др.

Работами В.П.Савченко (1936) была впервые показана тесная взаимосвязь состава свободных и растворенных газов, его изменчивость в системе газ-жидкость в разных природных условиях. Водорастворенные газы нефтегазоносных районов изучали В.Н.Корценштейн, А.Ю.Намиот, Э.Е.Лондон, Л.М.Зорькин и многие другие исследователи.

В седиментационных бассейнах главной составной частью подавляющего большинства свободных газовых скоплений является метан и широко распространены процессы его генерации. Довольно широко распространены процессы генерации углекислого газа и реже сероводорода, которые иногда образуют значительные концентрации в растворенном виде в воде, а углекислый газ, несмотря на высокую растворимость, изредка формирует свободные скопления со значительным пластовым давлением (до 100 кгс/см²).

Азот тоже формирует свободные скопления, но заметно реже метана. Процессы генерации гелия в земной коре незначительны, но постоянны. Гелий образуется за счет распада урана и тория и медленно накапливается в условиях застойности пластовых вод. Однако, обладая очень низкой растворимостью и большей способностью к миграции (вследствии незначительной плотности и высокой диффузионной проницаемости) он может изредка достигать значительных величин концентрации (1-12%) в

свободных метаново-азотных и, особенно, в азотных скоплениях. Также как и азот, гелий скапливается в основном в залежах, залегающих на относительно небольших глубинах (1-2,5 км).

Постоянство процессов генерации гелия в осадочной оболочке послужило основой для метода определения абсолютного возраста вод и свободных газов (Савченко, 1936; Козлов, 1950). Метод этот небезупречен, так как стал известен постоянный поток гелия в атмосферу из нижней части земной коры и мантии. Почти весь аргон (как литосферы, так и атмосферы) представлен изотопом Ar^{40} , который образуется в результате распада (К-захвата) радиоактивного калия (K^{40}). Огромные количества этого изотопа калия в земной коре обеспечили современный баланс аргона, несмотря на большую интенсивность процесса распада. Многие исследователи (Козлов, Савченко, Корцевштейн) писали, что аргон и часть азота в пластовых водах осадочной оболочки имеют воздушное происхождение и попадают туда за счет растворения воздуха в процессе накопления природных вод и при инфильтрации вод с поверхности. Однако количество газов пластовых вод воздушного происхождения сравнительно небольшое и оно не может обеспечить формирования азотных залежей. Основная масса азота генерируется за счет распада азотсодержащих органических веществ и аммония, а частично поступает из более глубоких недр, где формируется в процессе жесткой метаморфизации осадочных и других пород.

Несмотря на это, аргон, гелий и азот являются обязательной стабильной частью природных газовых смесей, в то время как все другие компоненты переменны и могут присутствовать в значительных количествах или в исчезающе малых концентрациях.

Природные газы Таджикской депрессии изучались В.Е.Нарижной (1965), И.С.Старобинцем (1966), А.В.Готгильфом (1966) и другими. Первое обобщение полученных материалов по газам этого региона с упором на инертные компоненты было сделано А.Б.Готгильфом (1966).

В пределах Таджикской депрессии к 1975 г. открыто 7 газовых месторождений (Шаамбары, Комсомольское, Андыген, Кызыл-тумшук, Бештентяк, Боянгора, Ляльмикар).

В таблице 15 приведен состав газов различных месторождений Таджикской депрессии в сравнении с газами месторождений

Сравнительная характеристика состава газов месторождений
Таджикской депрессии и смежных районов

Месторождения	: Возраст :	: P _{пл} : кгс/см ² :	: Состав газов в % по объему :				: Парциальное давление, :			: T y
			: H ₂ +CO ₂ :	: CH ₄ :	: C ₂ H ₆ +T y :	: N ₂ :	: N ₂ :	: T y :	: N ₂ :	
I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: 7	: 8	: 9	: 10	

Т а д ж и к с к а я д е п р е с с и я

Андыген, восточный блок	J ₃	176	0,4	92,0	3,8	3,8	6,7	6,7	0,9
Андыген, центральный блок	J ₃	158	1,4	87,6	6,1	4,4	6,9	9,6	1,3
—"	K ₁ ^h	130	0,2	88,2	5,0	6,2	8,1	6,9	0,8
—"	K ₁ ^a	105	0,38	78,7	3,5	9,5	10,0	3,6	0,3
—"	K ₂ ^{cm}	58	1,8	40,5	6,1	51,6	29,9	3,5	0,1
Комсомольское	J ₃	240	1,0	93,7	1,4	3,9	9,4	3,3	0,3
—"	K ₁ ^h	220	0,2	92,8	4,0	3,0	6,6	8,8	1,3
—"	K ₁ ^a	161	1,1	90,0	3,3	5,6	9,0	5,3	0,5
—"	P ₁	70	1,6	66,6	—	32,8	22,9	—	—
Шаамбары	J ₃	302	0,7	84,8	8,1	6,0	18,1	21,4	1,3
Кызылтумшук	P ₁ ^{8h}	75	0,7	88,7	2,7	7,9	5,9	1,7	0,2
—"	P ₁ ^{ак}	95	0,3	93,4	2,3	6,1	5,8	2,2	0,3
—"	K ₂ ^m	117	0,2	92,3	0,9	6,6	7,7	1,0	0,1
Ляльмикар	—"	134	0,9	93,4	4,2	1,8	2,5	5,6	2,2

I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6	:	7	:	8	:	9	:	10
Ляльмикәр	K_2^m	-		2,3		81,2		13,9		2,5		3,3		18,6		5,5		
Бештентяк	P_1	266		1,0		82,1		12,8		4,0		10,6		34,0		3,2		
С е в е р н ы й А ф г а н и с т а н																		
Ходжа-Гугердаг	K_1^h	250		0,8		94,5		3,1		1,6		4,0		7,7		1,9		
"-	U_3	318		8,0		89,5		4,5		2,4		7,6		14,3		1,8		
Етымтаг	K_1^h	244		2,7		90,0		6,6		0,7		1,7		16,1		9,4		
Б у х а р о - Х и в и н с к а я н е ф т е г а з о н о с н а я о б л а с т ь																		
Газли	K_2^{cm}	73,5		0,4		94,6		3,3		1,6		1,2		2,4		2,0		
"-	K_1^a	III		0,4		93,8		3,2		2,6		2,9		3,5		1,2		
"-	K_1^{ap}	II2,7		0,1		93,1		4,9		1,8		2,0		5,5		2,7		
"-	K_1^{nc-ap}	II5		0,6		92,7		4,9		2,0		2,3		5,6		2,4		
Учкыр	$U_3-K_1^{nc}$	I70		0,9		93,3		3,6		2,2		3,7		6,1		1,6		
Акджар	K_1^{nc-ap}	68,2		1,4		95,7		0,9		2,0		1,3		0,7		0,5		
"-	U_3	78		5,4		92,4		0,3		1,8		1,4		0,2		0,1		
Джаркак	K_1^{ap-a}	92,6		-		93,5		4,2		2,0		1,8		3,9		2,1		
Юлдузкак	J	I27,5		0,7		88,7		6,4		4,2		5,3		0,1		1,5		
Сарыташ	"	II3,5		2,3		84,8		7,9		5,0		5,6		8,9		1,5		
Южный Мубарек	K_1^{nc}	I38		0,6		93,6		5,8		2,0		2,7		8,0		2,9		
Северный Мубарек	"	I98		1,4		91,9		4,6		2,1		4,1		9,1		2,1		
Сеталантепе	J	108		3,3		76,1		18,4		2,2		2,3		19,8		8,3		

Северного Афганистана и Бухаро-Хивинской области. Газы всех этих месторождений являются обычными метаново-азотными с колебаниями содержания метана от 80 до 95%. По парциальным давлениям азота и тяжелых углеводородов (ТУ) намечается заметная разница между разными группами месторождений. Таблица средних значений парциальных давлений азота (P_n) не указывает на связь парциального давления с пластовыми давлениями (табл.16). То же самое можно сказать и при более подробном рассмотрении: самые большие парциальные давления азота намечаются как в залежах с высоким пластовым давлением (Шаамбары), так и в непромышленных скоплениях (Андыген, сеноман; Комсомольское, палеоцен). В одних и тех же интервалах пластовых давлений средние значения парциального давления азота могут колебаться от 1,4 до 16,1.

Т а б л и ц а 16

Средние парциальные давления азота в залежах

Район	Интервалы пластовых давлений, кгс/см ²		
	320-200	200-100	100
Таджикская депрессия	11,17	6,9	16,15
Северный Афганис - тан	4,4	-	-
Бухаро-Хивинская область	-	3,48	1,48

Абсолютные содержания этана и более тяжелых углеводородов, выраженные в парциальных давлениях, больше зависят от суммарного давления в залежах, хотя и эта тенденция выражена не четко (табл.17).

По достаточному количеству анализов можно отметить, что в одном и том же интервале пластовых давлений в разных регионах наблюдаются близкие значения парциальных давлений ТУ. Заметная связь абсолютных содержаний ТУ с общим увеличением давления позволяет предположить, что механизм накопления гомологов метана, вероятно, связан с поступлением их из

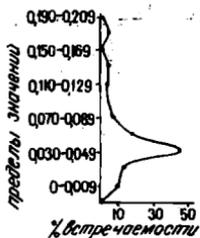
пород. Чем больше пластовое давление, тем выше растворяющая способность воды, растущая пропорционально этому фактору.

Т а б л и ц а 17

Средние значения парциальных давлений
C₂H₆+ высшие

Район	Интервал пластовых давлений, кгс/см ²		
	: 320 - 200	: - 200-100	: 100
Таджикская депрессия	16,9(12,3)	7,16	2,47
Северный Афганистан	12,7	-	-
Бухаро-Хивинская область	-	7,45	1,7

Гистограмма значений коэффициента $\frac{P_{\text{парц.}}}{P_{\text{пластовое}}}$ для гомологов метана (рис. 9) показывает четкий интервал модальных величин (45%), лежащих в пределах 0,030-0,050 со значением середины этого интервала до 0,040. При давлениях от 50 до 500 кгс/см² парциальное давление гомологов метана должно (согласно рассмотренному коэффициенту), увеличиваться от 2 до 20 кгс/см². Соответственно этому с глубиной должна возрастать "жирность" газов залежей (возрастать количество ТУ).



Р и с. 9. Гистограмма значений коэффициента $\frac{P_{\text{парциальное}}}{P_{\text{пластовое}}}$ для суммы C₂H₆+высшие

2. Различия в составе растворенных и свободных газов

Переходя непосредственно к рассмотрению состава растворенных газов, необходимо заметить, что состав их изменчив гораздо больше, чем свободных, и главные причины этой изменчивости объясняются разной растворимостью компонентов газовых смесей, различными масштабами генерации и аккумуляции этих компонентов в свободных скоплениях. Среди растворенных газов можно выделить группу компонентов, концентрация которых в пластовых водах

определенных водоносных комплексов отдельных регионов меняется сравнительно в небольших пределах: азот, группа аргона и группа гелия. В то же время концентрация метана может меняться от почти нулевой до насыщающей воду до предела. В определенных условиях может насыщать воду до предела и газ с преобладанием азота, но такие случаи более редки. Такие газы как сероводород и углекислота, вследствие большой растворимости, еще реже образуют свободные скопления, хотя и достигают значительных концентраций. Таким образом, состав растворенных газов, выраженный в процентах, может очень резко меняться только из-за изменения абсолютного содержания какого-либо одного компонента, в то время как группа других может не менять свою концентрацию. Это обстоятельство дает возможность ориентировочно определить газовый фактор по составу газа (Готгильф, 1966). Определение газового фактора (ГФ) по содержанию самого стабильного компонента - аргона было вычислено по формуле:

$$\text{ГФ нсм}^3/\text{л} = \frac{I, I5}{\% \text{ Ar}} \cdot 100;$$

где: I, I5 - средняя величина содержания аргона для вод Душанбинского прогиба. Эта величина была вычислена по непосредственным замерам газового фактора при помощи глубинного пробоотборника.

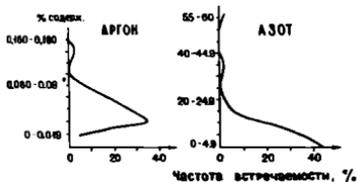
Для вод Вахш-Кафирниганской и Кулябской группы структур за среднюю величину содержания аргона принимается 0,4 нсм³/л, которая является наиболее распространенной для глубинных артезианских вод (Козлов, 1950).

Некоторые исследователи (Стрепетов, 1968; Якуцени и др., 1968) не признают факт значительной стабильности содержания аргона в пластовых водах глубоко погруженных горизонтов, так как придают большое значение процессам генерации аргона в условиях земной коры за счет радиоактивного распада K⁴⁰. Учитывая сделанные замечания, мы осуществили несколько иной подход к расчетам, суть которого заключается в элементарной статистической обработке по процентному содержанию азота и аргона в газах свободных скоплений и спонтанно выделяющихся^{х)}

х) Спонтанно выделяющимися принято называть газы, выделяющиеся при снижении давления в природных условиях.

из пластовых вод.

Содержание азота в свободных газах месторождений Таджикской депрессии подчиняется довольно четкому распределению: три четверти всех случаев приходится на интервал от 0,1% до 10% (рис. 10). Единичные случаи большого содержания азота



Р и с. 10. Гистограммы распределения аргона и азота в свободных газах

(до 55%) связаны с непромышленными скоплениями газа в бухарских отложениях м-я Комсомольское и в сеноманских м-я Андыген.

Еще более характерно распределение аргона: около 90% всех анализов приходится на интервал концентраций от 0,01 до 0,1 объемных процента. Причина повышенных содержаний

аргона в свободных газах та же, что и для азота.

Закономерность распределения азота и аргона в упругорастворенных газах^{х)} более расплывчата. Однако можно заметить, что в водах, непосредственно контактирующих со свободными скоплениями газа, она приближается к распределению в свободных газах (рис. 11). Модальные величины несколько изменяются. При этом для азота модальная величина приходится на интервал 5-10%, а для аргона - на интервал 0,05-0,1%. В законтурной зоне для азота и аргона не наблюдается четко выраженной модальной величины.

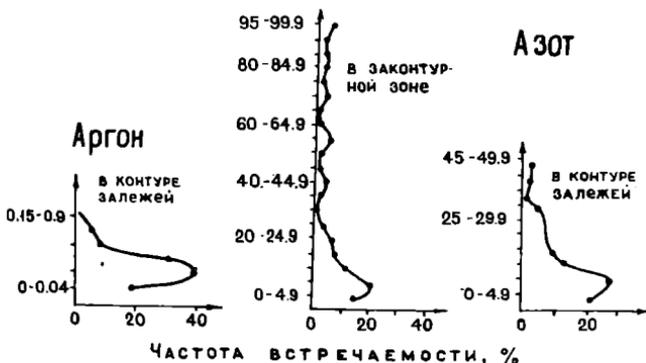
В целом в свободных газах наблюдаются более ясно выраженные модальные величины, чем в спонтанных (упругорастворенных), и на основании перечисленных факторов можно дать следующие граничные значения для содержания азота и аргона, характерные для свободных газов:

Азот: 0,1-10% - встречаемость 75%

Аргон: 0,01-0,08% - встречаемость 82%

Можно утверждать с большой уверенностью, что метановый газ, в составе которого менее 10% азота и менее 0,8% аргона,

^{х)} Под упругорастворенными газами понимаются растворенные газы с общей упругостью выше 1 атм.



Р и с. II. Гистограммы распределения процентного содержания азота и аргона в растворенных газах пластовых вод

является свободным или упругорастворенным близким к насыщению. Газ, содержащий указанные компоненты в несколько превышающих количествах, тоже может быть свободным, но связан или с неглубоко залегающими слабыми залежами или обязан небольшим притоком из плохо проницаемых коллекторов (например, это наблюдается в юрских отложениях м-я Шаамбары).

Указанные закономерности не относятся к газам, принудительно извлекаемым из пластовых вод термодегазацией или вакуумированием. Колебания содержания метана и азота в этих газах имеют большой диапазон (азот от 2% до 90%) и в некоторых случаях они могут напоминать свободные газы залежей. Однако, знание способа извлечения газа исключает ошибку в прогнозе.

Нестабильность содержания азота и аргона проявляется по площади в масштабах региона и крупных участков одного региона (табл.18), а по разрезу - между стратиграфическими комплексами. Однако, в пределах стратиграфических интервалов стабильность содержания их может сохраняться. Опираясь средними и модальными величинами, можно получить довольно надежные результаты. Разумеется, интерпретируя состав газов нужно учитывать и геологические условия и поведение всех компонентов его состава. Например, если процент азота велик при малом проценте аргона, надежность установления состояния газа уменьшается. В каждом случае необходим анализ конкретной ситуации.

Среднее содержание аргона и азота в пластовых водах некоторых районов СССР

Р а й о н	: Возраст во- : дозмещающих : отложений	: N ₂ : нсм ³ /л	: Ar : нсм ³ /л	: К-во : :анал.	: Источники : сведений
Русская плат- форма. Волж- ко-Камский район	Девон	284	0,77	12	В.А. Кротова, 1962
Русская плат- форма. Волж- ко-Камский район	Карбон	168	0,41	12	—
Днепрово-До- нецкая впади- на (Глинско- Розбишевская площадь)	Карбон- пермь	56	0,37	4	Л.К. Гуцало, В.Н. Кривошея, 1965
Северный При- каспий	Н. триас	64	0,42	5	Л.М. Зорькин, Г. А. Юрин, 1965
Сибирская платформа. Ан- гаро-Ленский бассейн	Нижний кембрий, молотская сви- та (подсоле- вые)	215	1,73	4	Е.В. Ильина, Б.Н. Любомирова, Н.Я. Тычино, 1964
—	Нижний кембрий, бельская свита (над- солевые)	62	0,45	3	—
Якутский бас- сейн	Юра-триас	72	0,51	2	—
Эпигерцинская платформа Средней Азии (Бухаро-Кар- шинский район)	Ю р а	70	0,50	84	В.Н. Корценштейн 1964
	Н. мел	51	0,50	161	—
	В. мел	37	0,47	80	—
в т.ч. структуры:					
лоджихайрам	Ю р а	53	0,47		—
карабаир	—	78	0,75		—
Азияртепе	—	99	0,77		—

I	:	2	:	3	:	4	:	5	:	6
Байбурак		Ю р а		73		0,56				—"
Южный Мубарек		—"		37		0,47				—"
Юлдузкак		—"		43		0,70				—"
Центральное Предкавказье		Ю р а		420		1,51		9		В.Н.Корцев, штейн, 1962
—"		Н.мел		125		1,0		13		—"
—"		В.мел		40		0,5		5		—"
—"		Палеоцен		50		0,6		24		—"
—"		Хадумский гор.		35		0,35		41		—"
—"		Верх. майкоп. горизонт		30		0,28		3		—"
Ферганская впадина (Нарын- ская монокли- наль)		Мел		288		—		6		М.Г.Лубянская, Р.Г.Семашев, 1965

3. Растворенные газы пластовых вод

Рассматривая состав растворенных газов крупных тектонических элементов, мы основное внимание уделяем изучению взаимосвязи состава растворенных газов со свободными, а также установлению диагностических признаков, позволяющих определять генезис газов.

Душанбинский прогиб. Наиболее полно по стратиграфическому разрезу были изучены упругорастворенные газы Душанбинского прогиба. Интервалы отбора проб были приурочены к подошвенным, контурным и удаленным от залежей частям структур, что и обусловило изменение их состава. Как правило газы, близкие к залежи, метановые с долей азота 10% и менее, а аргона 0,1% и менее и состав почти не отличается от свободного газа. Состав газа с большим процентом азота (свыше 10%) более пестр (табл. 19). Среди них встречаются как азотные, так и газы со значительным содержанием сероводорода и углекислоты (в сумме до 20%). Следует отметить, что содержание H_2S и CO_2 в пластовых водах достигают максимум 3 г/л (1980 нсм³/л) и 1,9 г/л (920 нсм³/л) соответственно (в сенон-палеоценовом комплексе). Пестрота состава газов в удалении от залежей (газовый фон), наличие больших коли-

чество углеводорода и углекислоты связаны с активными геохимическими процессами взаимодействия инфильтрационных вод с древними пластовыми водами, а также с углеводородами.

Т а б л и ц а 19

Состав упругорастворенных газов Душанбинского прогиба с высоким содержанием азота

Месторождение, скважина	Интервал, м	Возраст	В процентах по объему						Ar
			H ₂ S	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	N ₂	Ag	
Скв.69									
Шаамбары	1504-1492	P ₂ ^{at}	3,6	10,5	32,2	1,3	52,4	0,432	
"-	1488-1480	"-	2,1	13,2	2,3	4,2	45,2		
Скв.60									
Шаамбары	1840-1827	K ₂ ^t	-	0,4	15,4	0,1	84,4	0,978	
Скв.84									
Комсомольское	658-652	P ₁ th	10,0	9,2	10,4	-	70,8	0,560	
Скв.84									
Комсомольское	678-660	"-	11,0	8,0	16,1	-	64,9	0,377	
Скв.84									
Комсомольское	714-695	"-	сл.	0,2	40,3	2,5	57,0	0,398	
Скв.100									
Андыген	1425-1400	J ₃	"-	0,7	61,3	-	38,0	0,380	
"-	737-712	K ₂ sm	-	0,5	40,0	2,9	55,7	0,463	
Скв.98									
Андыген	816-808	"-	0,04	0,1	38,6	2,4	57,3	0,473	
"-	790-777	"-	-	0,2	-	-	99,8	0,756	
Скв.161									
Андыген	821-808	"-	-	0,2	0,5	-	99,3	0,613	
Скв.170									
Гумбулак	1137-1095	J ₃	7,0	9,3	38,6	8,6	20,2	0,359	
"-	1220-1180	"-	7,0	7,9	51,0	5,4	27,0	0,426	
Скв.97									
Андыген	1542-1522	"-	4,1	9,5	60,4	5,8	20,2	0,454	
Скв.170									
Гумбулак	1059-1030	"-	0,2	-	72,0	6,5	18,3	0,861	

Доля тяжелых углеводородов в этих газах колеблется от 1,0 до 35%. По этой причине газы иногда выглядят относительно-

но более "жирными" (за счет ТУ), чем свободные, но это явление не отражает большого абсолютного содержания ТУ. При мером может служить сравнение относительно обогащенного ТУ упругорастворенного газа м-я Комсомольское с газом из нефтяной залежи алайских слоев м-я Шаамбары (таол.20).

Т а б л и ц а 20

Сравнение водорастворенного газа с нефтерастворенным

Интервал, м	Возраст	Состав газа в % по объему						Примечание
		H ₂ S + CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂	
Комсомольское, скв. 87								
1331-1317	K ₁ ^a	4,8	2,3	21,1	11,9	4,3	55,7	водорастворенный газ
1290-1278	-"	7,4	9,1	18,4	7,9	3,8	53,4	
1259-1254	-"	5,6	5,1	21,1	6,1	2,2	59,9	
Шаамбары, скв. 72								
1969-1465	P ₂ ^{ac}	7,4	48,6	4,6	7,6	12,3	16,9	нефтяной газ
Шаамбары, скв. 63								
1572-1553	P ₂ ^{ac}	0,25	61,2	9,6	11,1	7,2	10,65	-"

Если учесть, что среднее содержание азота в пластовых водах всей Таджикской депрессии колеблется от 60 до 100 нсм³/л, то суммарный газовый фактор упругорастворенных газов из альбских отложений скв. 87 лежит в пределах от 110 до 180 нсм³/л, а для ТУ - в пределах 39-63 нсм³/л, что соответствует "фоновым" содержаниям для вод как Таджикской депрессии, так и для смежных районов Узбекистана (Корценштейн, 1963; Готтильфф, 1966). Этот пример является лишним доказательством неприменимости показателя "жирности" для упругорастворенных газов без учета их концентрации в воде. В то же время нефтяной газ характеризуется большим процентом ТУ при относительно малом содержании азота.

Газы Душанбинского прогиба как свободные, так и упругорастворенные, характеризуются повышенным содержанием гелия. Ниже приводятся усредненные значения гелий-аргонового отно-

шения в упругорастворенных газах (табл.21).

Т а б л и ц а 21

Значения отношения $\frac{He}{Ar}$ в упругорастворенных газах Душанбинского прогиба

Возраст	Шаамбары	Комсомольское	Андыген
J ₃	2,55(13)	-	3,2(14)
K ₁ ^{nc}	-	-	3,64(20)
K ₁ ^{ap}	0,13(15)	0,9(5)	3,1(34)
K ₁ ^a	-	1,2(15)	-
K ₂ ^{cm}	-	1,8(7)	-
K ₂ ^{t-sh}	-	0,8(2)	-
P ₁	-	3,3(8)	-

Примечание: цифра в скобках - число анализов

Гелий-аргоновое отношение в свободном газе должно быть в 4,6 раза больше, чем в растворенном. Фактически разница этих отношений в свободных и упругорастворенных газах Душанбинского прогиба гораздо меньше (табл.22). Если обозначить отношение $\frac{He}{Ar}$ в свободном газе через "а", а в растворенном через "а₁", то отношение $\frac{a}{a_1}$ даст новый коэффициент, который мы назовем "К".

Т а б л и ц а 22

Гелий-аргоновое отношение в свободных и растворенных газах

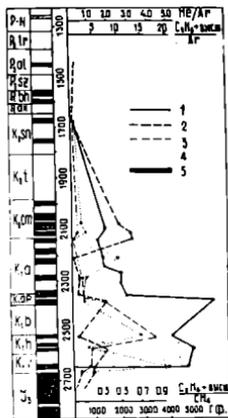
Месторождение	Возраст	$\frac{He}{Ar}$ в свободном газе	$\frac{He}{Ar}$ в упругорастворенном	К
Андыген	J ₃	3,2(2)	3,2(14)	1,00
"-"	K	3,8(26)	3,2(54)	1,19
Комсомольское	J ₃ +K ₁ ^{ap} +K ₂ ^{cm}	2,47(12)	1,3(27)	1,90
Шаамбары	"-"	3,1(6)	2,55(13)	1,22

Примечание: в скобках - число анализов

Довольно низкое значение коэффициента "К" возможно связано с избирательной утечкой гелия за счет его высоких миграционных свойств. С этой точки зрения свободные газы м-я Комсомольское "моложе" газов м-й Шаамбары и Андыген, так как в них утечка гелия проявилась в меньших масштабах.

Абсолютный возраст газов по формуле А.Л.Козлова колеблется в пределах 368-150 млн.лет, уменьшаясь иногда до 15 млн.лет (неоком-эпт, Шаамбары). Совершенно ясно, что такие колебания значений абсолютного возраста в одних и тех же стратиграфических интервалах отражали лишь прихотливость миграции и аккумуляции гелия.

Поисковое значение состава растворенных газов в Душанбинском прогибе наиболее отчетливо проявилось при разведке м-я Шаамбары. Изучение газов мезозоя и палеогена в скв. 67, расположенной в сводовой части структуры, показало, что растворенный газ из нижнемеловых отложений характеризуется малым процентом азота и аргона, а, следовательно, большим расчетным газовым фактором. Из других показателей было отмечено совпадающее с высоким газовым фактором увеличение процента TU (рис.12). На этом основании было сделано заключение о на-



Р и с. 12. Изменение некоторых компонентов растворенных газов по разрезу скважины 67 месторождения Шаамбары

1 - условный газовый фактор в $\text{нсм}^3/\text{л}$;
 2 - отношение He/Ar ; 3 - отношение $\frac{\text{C}_2\text{H}_6 + \text{высш.}}{\text{Ar}}$; 4 - отношение $\frac{\text{C}_2\text{H}_6 + \text{высш.}}{\text{CH}_4}$;
 5 - объекты испытания

личии свободного скопления в нижнемеловых отложениях, которое впоследствии подтвердилось притоком свободного газа из III горизонта в скв.79, расположенной к северу от скв. 67.

Кафирниганская антиклинальная зона. Поскольку по гидродинамическим условиям северная часть Кафирниганской зоны (Северный Бабатаг) отличается от южной части, то целесообразно в отношении газового состава вод рассматривать их отдельно.

Упругорастворенные газы площадей Северного Бабатага по своему составу делятся на две группы: азотно-метановые и метаново-азотные, характерные для глубинных вод и метаново-углекисло-сероводородно-азотные газы с большим содержанием тяжелых углеводородов, характерные для контурных нефтяных месторождений (табл.23). Первая группа газов приурочена к водам доломит-ангидритовых прослоев в гаурдакской свите, вторая - к водам алайских отложений Северной Курганчи.

Т а б л и ц а 23

Состав упругорастворенных газов на площадях Северного Бабатага

Интервал, в м	Воз- раст:	Состав газв в % по объему						
		CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₈ +в	CO ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂
Далан, скв. 2								
2646,0	J ₃ ^{gr}	57,3	3,1	2,8	1,2	нет	35,6	нет
2563,5	---	24,1	4,0	4,0	0,8	нет	67,1	нет
Северный Бабатаг, скв. I								
1005-1014	K ₂ ^{t-sn}	10,5	нет	нет	5,5	нет	84,0	нет
Северная Курганча, скв. II								
1676-1688	P ₂ ^{at}	50,5	15,6	4,3	9,0	сл.	21,1	нет
"-	---	50,7	18,4	3,3	23,0	1,0	3,5	нет
"-	---	18,0	28,2	0,3	32,7	сл.	20,5	нет
Северная Курганча, скв. 3								
1223	P ₁ ^{bn}	78,2	3,9	0,1	12,86	1,84	1,8	1,3

В водах бухарских отложений этого месторождения газ хотя и содержит сероводород и углекислоту (14%), но ТУ в нем мало (4%). Следует отметить, что и в растворенных газах юрских отложений отношение $\frac{ТУ}{CH_4}$ не намного меньше, чем в бухарских

и колеблется от 0,11 до 0,33, в то время как в бухарских оно изменяется от 0,4 до 1,59. Небольшая величина этого отношения в первом случае связана с незначительным газовым фактором. Содержание азота в газах прских отложений колеблется от 36% до 67%, что при средних его концентрациях 60 - 100 нсм³/л соответствует газовому фактору от 90 до 300 нсм³/л. Верхний предел газосодержания близок к насыщению (при давлении порядка 200-300 кгс/см², насыщающий газовый фактор метана и азота для рассолов 300-400 г/л приблизительно равен 350-400 нсм³/л). Таким образом, межсоловая рапа может являться газоотдающим раствором при снижении давления или на контакте с менее минерализованными водами. Единственный анализ газа из воды, полученной из верхнемеловых отложений в параметрической скважине I (Северный Бабатаг) отличается низким газовым фактором (порядка 100-200 нсм³/л) и низким (до 10%) содержанием углеводорода. Газ из алайских отложений в скв. II (Северная Курганча) имеет газовый фактор порядка 1600 нсм³/л, но почти треть его представлена углекислотой. Следовательно, метаново-азотная часть составляет 1280 - 1120 нсм³/л, что соответствует 0,5-0,6 от насыщающего газового фактора для термодинамических условий вод алайских отложений (M=30 г/л, P=220 кгс/см², T=70°C).

Состав растворенных газов пластовых вод Кафирниганской антиклинальной зоны представлен следующими анализами:

Т а б л и ц а 24

Состав упругорастворенных газов юга Кафирниганской антиклинальной зоны

Интервал, в м	Боз- раст:	Состав газа в %							
		CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	N ₂	He	Ar	CO ₂ + H ₂ S	
4460-4449	P ₁	4,9	2,0	2,1	43,7	0,004	0,035	1,6	
2541-2498	-"	0,2	0,5	5,2	93	н.о.	н.о.	0,05	
1545	K ₁		Ходжаказиан, скв. I42		70	26,5	0,04	0,262	3,5
826-773	K ₂ ^{sn-t}	22,5	5,0	1,5	70,5	0,578	0,222	0,8	

Как видно из таблицы, наибольшее содержание метана приходится на растворенный газ из пластовой воды нижнего мела структуры Ходжаказиан. Исходя из содержания азота, величина газового фактора указанных проб будет в следующих пределах:

Т а б л и ц а 25

Расчетные концентрации упругорастворенных газов
уга Кафирниганской антиклинальной зоны

Интервал, в м	Воз- раст	Содержание азота, в %	Пределы изменения газового фактора, нсм ³ /л
		Кызимчек, скв. I24	
4460-4449	P ₁	43,7	340-227
254I-2498	-	93	I45-98
		Ходжаказиан, скв. I42	
I545	K ₁	26,5	566-378
		Арыктау, скв. I02	
826-773	K ₂ ^{sn-t}	70,5	23I-I42

Расчетный максимальный газовый фактор для площадей Кафирниганской зоны достигает 566 нсм³/л. На площади Карадум (Вахшская зона), наиболее близкой к исследуемому району, газовый фактор не намного больше. Таким образом, в отношении газонасыщения пластовых вод вряд ли можно ожидать большой разницы между Кафирниганской зоной и прилегающими районами (Бахским и Сурханским). По всей видимости, для всего диапазона термодинамических условий (давление до 300 кгс/см², температура до 140°), насыщение порядка 1000 нсм³/л является минимальным для выделения газа в свободную фазу. Такой газонасыщенности соответствует объемное содержание азота до 10%. Следовательно, в качестве поисковых признаков должны привлекать внимание пробы, содержащие горючих не менее 90%. Исходя из данных о растворимости газов, можно также предположить, как и для Северного Бабатага, что рассолы соляно-ангидритовой формации и верхнего мела (турон-сенон) при газонасыщенности порядка 850-1000 нсм³/л при переходе в область депрессии могут являться источниками для газовых скоплений.

Вахшская и Сурханская синклинальные зоны. Среди растворенных в водах газов наиболее изучены газы отложений нижнего сенона, турона и сеномана на площадях Акбаш и Кичикбель и на площадях Сурханской синклинальной зоны в этих же отложениях (табл.26). Это метаново-азотные и азотно-метановые газы с очень небольшим содержанием ТУ. "Жирность" их колеблется от 0,007 до 0,07 и зависит, вероятно, от газового фактора. Непосредственно газовый фактор верхнемеловых вод не замерялся, но косвенными методами можно ограничить пределы его величины. Определенный по проценту аргона (базируясь на величину 0,4 нсм³/л) газовый фактор колеблется от 180 до 666 нсм³/л. Л.С.Балашов (1960), исследуя газоводопрооявления из нижнего сенона в скв.13 (Учкизыл), определил максимальный газовый фактор в 900 нсм³/л. Газосодержание порядка 600-900 нсм³/л при минерализации верхнемеловых рассолов до 200-300г/л и температурах 40-100°С соответствуют упругостям 160-240 кгс/см², то есть близки к насыщению. С этим, вероятно, связано обилие газопрооявлений из отложений нижнего сенона, которые отмечались также и в Северном Афганистане (Геология и нефтегазоносность..., 1970).

Растворенные в нефтях палеоцена газы Вахшской и Сурханской синклинальных зон имеют определенное сходство в своем процентном составе. Отношение ТУ к метану для нефтяных газов палеоцена м-й Кичикбель и Акбаш колеблется от 0,066 до 0,396, а для м-й Хаудаг, Учкизыл, Кокайты и Ляльмикар от 0,016 до 1,15 и 1,34 (табл.27). Газы, растворенные в нефтях палеоцена площадей Акбаш и Кичикбель, показывают низкое гелий-аргоновое отношение (от 0,15 до 0,4), в то время как гелий-аргоновое отношение в свободных газах верхнего сенона-палеоцена м-я Кызылтумшук равно 2,65. Это обстоятельство заставляет предполагать, что свободные скопления газа этого месторождения не сингенетичны нефтям палеоцена.

Кулябская синклинальная зона. По сравнению с районами Кафирниганской антиклинальной зоны структуры Кулябской зоны больше охарактеризованы газовыми анализами. Абсолютные содержания азота в глубинных пробах на структурах Бештентяк и Кызылсу, Танапчи и Саят колеб-

Углеродсодержащие газы пластовых вод Сурханской и Бахшской синклиналильных зон

Площадь	Ж. скв.	Глубина, в м	Боз-рост	Состав газа в % по объему						Газовый фактор, нсм ³ /л
				H ₂ S + CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ + выш.	N ₂	Ar	He	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Учкизил	79	207	P ₂ ^{al}	6,8	47,1	2,8	43,0	0,225	0,070	
Дяльмикар	22	540	—	0,4	66,8	19	13,0	0,024	0,015	
Дяльмикар	91	1171	K ₂ ^{sn}	0,32	97,3	1,5	сл.	0,023	0,011	445
Учкизыл	13	963	—	0,5	64,3	1,2	34,2	0,078	0,284	500
Учкизыл	13	963	—	0,3	62,9	—	34,8	0,09	0,239	666
Учкизыл	13	1037	K ₂ ^t	0,9	64,5	0,8	33,8	0,08	0,387	500
Учкизыл	13	1037	—	0,4	70,0	0,5	29,0	0,06	0,287	666
Учкизыл	13	1037	—	0,6	64,8	0,7	33,9	0,07	0,274	582
Хаудаг	100	768	—	0,1	86,3	0,5	12,6	0,056	повыш.	710
Акбаш	41	1945	—	1,3	56,3	1,1	40,8	0,165	0,384	242
Хаудаг	124	1514	K ₂ ^{cm}	0,8	85,0	0,3	13,9	0,024	0,218	—
Актау	I-к	—	—	0,01	—	7,5	91,4	0,2	0,643	—
Арыктау	102	826	—	0,5	22,2	1,5	70,4	0,222	0,578	180
Акбаш	48	1000	P ₁ ^{sh}	0,9	74,0	4,9	20,2	0,357	0,023	114
Донгуз	III	980	—	20,7	14,2	—	65,1	не опред.	—	115
Донгуз	III	928	—	10,4	11,2	—	78,4	не опред.	—	68
Донгуз	III	1035	P ₁ ^{ak}	4,9	12,7	—	82,4	не опред.	—	—

Растворенные газы нефти месторождений Вахской и Сурханской
синклинальных зон

Площадь	№ скв.	Глубина, м	Горизонт	Состав газа в %					
				H ₂ S + CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ + высш.	N ₂	Ar	He
Хаудаг	21	163	I	2,1	49,5	42,6	11,5	0,036	0,009
Хаудаг	48	212	Ш	2,7	38,1	44,1	15,1	0,057	0,057
Хаудаг	96	217	IУ	2,1	52,1	32,6	13,2	0,076	0,041
Учкизыл	65	416	П	2,4	46,2	5,2	46,2	0,146	0,086
Кокайты	32	1228	Ш	1,7	40,0	43,8	14,5	0,058	0,030
Ляльмикар	9	907	П	сл.	98,4	1,6	нет	0,025	0,009
Ляльмикар	92	1118	IУ	0,4	83,5	1,8	14,2	0,017	0,0001
Ляльмикар	32	1080	П	2,1	84,6	8,9	0,7	0,003	0,006
Ляльмикар	17	1066	П	2,4	61,3	31,2	5,0	0,022	0,016
Кичикбель	34	1204	П	0,6	55,5	7,9	33,5	0,250	0,042
Кичикбель	36	1198		2,3	70,6	7,0	19,8	0,083	0,012
Кичикбель	36	1198	П	0,5	82,3	7,9	8,3	0,084	0,013
Кичикбель	31	1228	П	1,4	77,3	9,2	11,0	0,063	0,019
Кичикбель	31	1228	П	1,0	78,8	11,4	7,7	0,048	0,019

лется за счет разных факторов в довольно широких пределах: от единиц до 672 нсм³/л. Среднее арифметическое из всех данных равно 137,3 нсм³/л. Процентное распределение по интервалам значений газосодержания показывает выраженный максимум для значений от 1 до 200 нсм³/л (табл.28).

Т а б л и ц а 28

Распределение концентраций азота в пластовых водах Кулябской зоны по данным глубинных проб

Интервал величин, нсм ³ /л	1-99	100-199	200-299	300-399	400-499	500-599	600-699
Содержание, %	34,70	30,61	18,36	8,16	4,08	0	4,08

Средне-модальное, как более вероятное значение концентрации азота из этих данных, равно 96,87 нсм³/л. По средне-арифметическому и средне-модальному значению можно ориентировочно вычислить какой газонасыщенности соответствует определенный процент азота в газовой смеси (табл.29).

Т а б л и ц а 29

Расчетные газовые факторы по содержанию азота

Азот нсм ³ /л \ %	5	10	15	20	30	40	50	60
97,0	1940	970	642	485	323	242	124	162
137	2740	1370	913	685	457	342	274	228

Процентное содержание, равное для CH₄+TV 95%; для N₂ 2-5% в спонтанном или взятом из пробоотборника газе можно считать надежным показателем, свидетельствующим о насыщенном состоянии системы газ-вода. Кроме азота определенное значение имеет отношение $\frac{TV}{N_2}$. Для изучения растворенных газов оно не пригодно, так как при уменьшении газового фактора азот увеличивается и отношение $\frac{TV}{N_2}$ уменьшается. Однако, для

упругорастворенных газов с содержанием азота менее 10-15% этот коэффициент в совокупности с отношением TU/N_2 представляет интерес для дополнительной интерпретации состава газов.

В таблице 30 приведены все имеющиеся по Кулябской группе структур анализы свободных и растворенных газов, отобранных как на устье, так и пробоотборником.

Т а б л и ц а 30

Характеристика газов с низким процентом азота
(структуры Кулябской зоны)

Структуры, скважины	Возраст	Интервал отбора, м	Содержание, %		$\frac{TU}{N_2}$	$\frac{TU}{CH_4}$
			CH_4	N_2		
1	2	3	4	5	6	7
Саят, 4	K_1^a	2720-2687	85,3	9,4	0,55	0,05
"	"	2622-2611	90,1	8,6	0	0
Алимтай, I	K_2^{cm}	779	92,2	2,1	0,29	0,00
Танепчи, 3	K_1^a	3113-2879	96,7	1,2	1,08	0,01
"	K_2^{cn}	2632-2620	88,9	6,1	0,64	0,04
"	"	"	90,5	5,0	1,04	0,05
Кзылсу, 2	K_2^{m+cp}	1914-1900	87,6	10,0	0,14	0,01
"	"	1891-1885	94,8	3,8	0,18	0,00
Кзылсу, II	K_2^{cm}	3116-3098	93,9	0,1	1,4	0,00
"	"	"	92,9	5,2	0,02	0,00
"	"	3093-3084	95,9	3,0	0,27	0,00
"	"	"	96,1	3,0	0,07	0,00
"	"	"	93,5	4,6	0,22	0,01
"	K_2^{cn}	2997-2963	86,3	3,5	1,11	0,04
"	"	"	93,2	4,0	0,20	0,00
"	"	2580-2589	91,7	4,5	0,69	0,03
"	"	"	95,8	2,8	0,29	0,00
Бештентяк, I	P_2^{al}	1090-1055	84,2	9,7	0,52	0,06
"	"	"	89,2	8,4	0,23	0,02
Бештентяк, 3	P_1^{ak}	2368-2296	66,9	10,7	1,12	0,17
"	"	2247-2232	88,4	7,4	0,33	0,02
"	"	"	84,5	10,5	0,29	0,03
"	"	2226-2201	84,4	9,3	0,32	0,03

	1	2	3	4	5	6	7
Бештентяк, 3	$\rho_1^{ок}$	2226-2201	92,7	5,2	0,07		0,00
"	"	"	95,1	3,6	0,16		0,00
"	"	"	95,8	3,2	0,15		0,00
"	"	2139-2117	90,4	1,4	4,47		0,07
"	"	2038-2019	87,72	2,2	4,17		0,10
Бештентяк, 3	ρ_1^{6h}	1938-1935	83,04	2,0	7,03		0,16
"	"	"	88,39	2,2	3,73		0,09
"	"	"	82,12	4,0	3,20		0,15
"	"	"	77,22	4,4	3,83		0,21
"	"	"	85,64	5,0	1,42		0,08
Бештентяк, 6	"	2064-2058	91,12	1,5	3,88		0,06
"	"	2014-2002	87,05	3,3	3,19		0,12
"	"	"	83,13	3,1	4,44		0,16
"	"	"	79,12	3,6	4,8		0,21
"	"	"	76,38	3,3	6,46		0,28
"	"	1982-1954	72,05	1,8	12,75		0,31
"	"	"	87,0	1,0	16,0		0,18
"	"	"	81,8	0,4	42,5		0,20
"	"	1926-1921	86,5	0,05	262		0,15
"	"	"	10,6	0			8,36
Бештентяк, 10	"	2135-2126	90,32	4,2	2,30		0,10
"	"	2111-2103	87,74	4,2	1,70		0,08
"	"	"	91,43	0,8	9,2		0,08
"	"	"	86,82	1,2	8,48		0,11
"	"	"	80,75	3,8	3,77		0,17
"	"	2069-2061	87,0	3,0	2,69		0,10
Бештентяк, 21	$\rho_1^{ок}$	1875-1865	81,7	0,2	82,0		0,20
"	"	1876-1866	85,8	0,7	17,42		0,14
Бештентяк, 9	ρ_1^{6h}	1792-1782	77,72	1,1	17,7		0,25

Основная черта всех этих проб заключается в том, что они содержатся менее 10% азота, то есть они отвечают вышеприведенным условиям. Из анализов видно, что газы из бухарских слоев довольно резко отличаются от всех остальных, в том числе и от акджарских. Коэффициент $\frac{Tu}{CH_4}$ распределяется следующим образом (табл.31).

Т а б л и ц а 31

Процентное распределение отношения $\frac{ТУ}{СН_4}$ по интервалам величин

Пределы значений	0,001-0,01	0,01-0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	Больше 1
Возраст							
Меловые и палеогеновые (без бухарских)	40%	50	7	0	0	0	0
Бухарские	0	21	46	25	4	4	

Более характерно распределение коэффициента $\frac{ТУ}{N_2}$ (табл. 32).

Т а б л и ц а 32

Процентное распределение отношения $\frac{ТУ}{N_2}$ по интервалам величин

Пределы значений	Менее 0,1	0,1-0,5	0,5-1,0	1-2	Больше 2
Возраст					
Меловые и палеогеновые (без бухарских)	11%	48	15	19	7
Бухарские	0	0	0	8	92

Таким образом, только по этим двум параметрам (при условии низкого процента азота) можно безошибочно выделить газ, принадлежащий бухарским слоям. Этот вывод весьма важен, так как в некоторых случаях (заколонное газопроявление) трудно определить стратиграфическую принадлежность газа. Кроме того, при испытании снизу вверх можно следить по составу газа за приближением к залежи.

Следует обратить внимание на тот факт, что все приведенные в таблице 30 анализы относятся к газам, которые в пластовых условиях или свободные или насыщающие воду до предела насыщения. Поскольку в эту таблицу входят газы альб-сеноманских вод структур Саят-Алинтай и Танапчи-Кызылсу, то можно заключить, что пластовые воды предельно газонасыщены,

и весь район Кулябской синклинальной зоны по этому признаку весьма перспективен на обнаружение газа в меловых отложениях, намного перспективнее других районов Таджикской депрессии.

Относительно высокий коэффициент $\frac{TU}{N_2}$ в интервалах 2113-2873 м (альб) и 2632-2620 (коньяк) скв. 3 структуры Та-влич и в скв. II структуры Кызылсу, в интервале 2997-2963 м (коньяк) возможно указывает на то, что в верхне- и нижнемеловых отложениях Кулябской зоны можно будет встретить газо-конденсатные и нефтяные месторождения.

В растворенных газах воцена на всех изученных площадях Таджикской депрессии, за исключением месторождения Курганча, не отмечалось сколько-нибудь значительной газонасыщенности. На фоне этого контрастно выглядит состав газа из интервала 1090-1055 м алайских слоев в скв. I Бештентяк (табл. 30), указывающий на предельную газонасыщенность воды. Минерализация и давление на этой глубине соответственно 100 г/л и 200 кгс/см². При этих условиях и температуре 60°C, насыщающий газовый фактор равен 1600 нсм³/л, что гораздо выше, чем для меловых и нижнепалеоценовых вод. Например, при давлении 250 кгс/см², минерализации 250 г/л и температуре 80°C, насыщающий газовый фактор этих вод равняется 850 нсм³/л. Повышение газонасыщения в пластовых водах алайских слоев говорит о миграции газа снизу по разлому, разделяющему западный и восточный блоки месторождения Бештентяк.

Чисто нефтяной газ при дегазации пластовой нефти был получен в двух интервалах м-я Бештентяк.

Т а б л и ц а 33

Нефтяной газ из скв, 6 Бештентяк

Интервал	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	C ₇ H ₁₆	N ₂	ГФ
1982-1976	0,8	81,8	9,8	5,5	1,3	0,4	-	-	0,4	7500
1926-1921 I	10,6	29,5	40,4	15,5	2,7	0,5	сл.	0	26700	

Анализ из интервала 1926-1921 м отвечает составу типичного нефтяного газа; кажущееся отсутствие азота связано с большим газосодержанием углеводородов. Если в объеме выделившегося

газа содержится $170 \text{ нсм}^3/\text{л}$ азота, то относительная его доля будет равна только $0,64\%$, т.е. в пределах ошибки анализа. Большой газовый фактор в сочетании с ярко выраженным преобладанием тяжелых компонентов говорит о высокой сохранности залежи.

Для полноты характеристики состава газов Кулябской синклиналильной зоны необходимо упомянуть о гелий-аргоновом отношении. В Таджикской депрессии самые большие средние значения гелий-аргонового отношения (2-6) отмечались в свободных и растворенных газах м-й Андыген, Комсомольское и Шаамбары. Довольно высокое гелий-аргоновое отношение (2,6) наблюдается и в газе м-я Кызылтушук.

В газах продуктивной толщи палеогена Кулябской группы структур это отношение колеблется в пределах от тысячных долей до целых чисел. Статистическое распределение этой величины по структурам приводится в таблице 34.

Т а б л и ц а 34

Процентное распределение отношения $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ в
упругорастворенных газах Кулябской зоны

Структура	Пределы значений : 0,001- 0,01	0,01 - 0,1	0,1-1,0	Более 1
Бештентяк	35	49	12	4
Кызылсу	12	28	32	23
Танапчи, Саят-Алинтай	50	30	20	0
Все структуры	30,5	41	18,5	10

По всей сумме анализов преобладающие величины коэф-фициента $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ лежит в пределах от 0,01 до 1,0. По м-ю Бештентяк и структурам Танапчи, Алинтай-Саят распределение одинаковое: 80-84% анализов показывает $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ меньше 0,1, а по структуре Кызылсу наблюдается заметное смещение: 60% значений более 0,1, из них 28% - выше 1. Относительное повышение величины гелий-аргонового отношения заставляет пред-

полагать наличие глубинной вертикальной миграции газов в районе структуры Кызылсу. Трудно сказать, с чем связан общий низкий фон гелий-аргонового отношения в газах пластовых вод Кулябской зоны. Возможно, высокая минерализация рассолов и очень малая растворимость гелия явились причиной миграции гелия в зоны относительно пониженной минерализации. Подтверждением этого служит большое гелий-аргоновое отношение в газе из воды алайского горизонта м-я Бештентяк ($He/Ar=1,8 \div 2,6$, скв. I, инт-л 1090-1055 м), минерализация которой в 2-3 раза меньше, чем в нижнемелленовых отложениях. Подобное явление отмечалось и в Душанбинском прогибе, где уменьшение гелий-аргонового отношения в газах пластовых вод мезозойских отложений и увеличение их минерализации наблюдается по линии Андиген - Комсомольское - Шаамбары.

4. Ориентировочный подсчет количества упругорастворенных газов

При подсчете баланса упругорастворенного газа необходимо знать, какое максимальное количество газа может раствориться в объеме воды определенного стратиграфического комплекса. Спорно: величиной при этом может служить количество метаново-азотной смеси, растворяющееся в одном объеме воды при повышенном давлении из 1 кгс/см². Эту величину можно называть удельным насыщающим газовым фактором и его размерность будет $\frac{нсм^3/л}{кгс/см^2}$. Пользуясь кривыми Лонга и Кверичи, мы рассчитали эти величины для метана. Поскольку растворимость азота близка к растворимости метана, то они применимы для метаново-азотных газов (табл. 35).

Т а б л и ц а 35

Величина удельного газового фактора

Тем- пература, °С \ Минерализа- ция, г/л	20	100	200	300
140 - 120	12	7,5	4,2	2,6
100 - 60	9	6,4	3,7	2,5
40	10,5	6,1	3,8	2,5

Из этой таблицы видно, что влияние температуры на растворимость газа с увеличением концентрации рассолов уменьшается. Исходя из этих цифр, можно определить насыщающий газовый фактор для Таджикской депрессии на разных абсолютных глубинах (табл.36).

Т а б л и ц а 36

Абсолютная глубина, м	Т°С	$P \frac{\text{кгс}}{\text{см}^2}$ х)	Минерализация: г/л	Насыщающий газовый фактор, нсм ³ /л
0	40	70	100	525
- 1000	60	120	200	703
- 2000	90	310	300	775
- 3000	120	430	300	1118
- 4000	150	550	300	1430
- 5000	180	670	300	1742
- 6000	210	790	300	1975

Примечание: х) без учета аномальности пластовых давлений

Приведенные цифры приблизительны и допускают отклонение в обе стороны на 20%-25%, однако они дают возможность определить пределы максимального газонасыщения коллекторов продуктивной толщи. Следует отметить, что глубины залегания продуктивных горизонтов палеогена и верхнего мела в основном меньше минус 5000 м, а вры - больше. Средний газовый фактор в интервале глубин от 0 до минус 5000 м равен 1000 нсм³/л, а глубже можно принять его равным 1800 нсм³/л. Площадь гори - зонтальной проекции Таджикской депрессии в современных тек - тонических границах составляет 43 000 км², а учитывая склад - чатость, истинная площадь отложений может быть увеличена в 1,3 раза (Лозиев, 1974), то есть до 55 900 км².

Из этой площади отложений от палеогена до нижнего мела можно исключить Кафирниганскую и Обигармскую зоны (7800 км² х 1,3 и 6700 х 1,3 соответственно). При этом площадь палео - геновых и меловых отложений будет равна 37 000 км².

С учетом мощности и пористости коллекторов получают следующие величины объема растворенных газов (табл.37):

Т а б л и ц а 37

Комплекс пород	Площадь, км ²	Пористость, в долях единицы	Мощность коллектора, в км	Насыщенный газовой фактор, м ³ /м ³	Максимальное количество растворенного газа, млрд м ³
Мел-палеогеновый	37 000	0,08	0,46	I	1361,4
Юрский	55 900	0,05	0,20	I,8	1006,2

Максимальное количество упругорастворенного газа в поровом пространстве водоносных горизонтов Таджикской депрессии по ориентировочному подсчету равно 2367,6 млрд.м³

Суммарная растворяющая способность пластовых вод мезозойских и палеогеновых отложений Таджикской депрессии по отношению к упругорастворенным газам из-за высокой минерализации рассолов невелика. По данным Ю.А.Яковца, Т.А.Сафранова и Е.Б.Яковец (1974) количество ОВ в "материнских" толщах вполне достаточно для образования 200 триллионов м³ метанового газа. Этот объем в 75-150 раз больше того количества, которое могут растворить пластовые воды всех пористых горизонтов мезозойско-кайнозойской толщи.

В застойных гидродинамических условиях и при высокой минерализации рассолов всюду фиксируется высокий, близкий к насыщению газовый фактор. Такие условия наблюдаются в юрских и нижнемеловых отложениях Шаамбары, в рапе гаурдакской свиты на Северном Бабатаге, в нижнесенонских отложениях юга Сурханской зоны, палеогеновых и верхнемеловых отложениях Кулябской зоны. И, наоборот, низкий газовый фактор приурочен к условиям, где явственна роль инфильтрационных процессов, где развиты крупные дизъюнктивные нарушения (юг Кафирниганской зоны).

Эти факты подкрепляют предположение о том, что основная часть водоносных горизонтов Таджикской депрессии характеризуется газонасыщенностью, близкой к предельной, и фактичское

количество унругорастворенного газа близко к максимальному и достигает 2 - 2,5 триллион м³.

Если принять, что средний коэффициент перехода газа из водорастворенного в свободную фазу залежей составляет 0,3 (Зорькин, 1972), то в пределах Таджикской депрессии можно ожидать общие геологические запасы газа в залежах в количестве 710,3 млрд. м³.

Учитывая ограниченную емкость пластовых вод в отношении газов и большие возможности генерации газа в нефтегазо - производящих толщах Таджикской депрессии, значительно превышающие растворяющие возможности воды, можно допустить, что в процессе длительной геологической истории через воду "транзитом" прошло гораздо большее количество газа. Условно повысив за счет этого процесса коэффициент до 0,6 - 0,7, можно допустить ожидаемое количество свободных газов в залежах в объеме 1,3 - 1,5 триллионов м³. Некоторая часть этого количества могла быть потеряна при активных перестройках тектонического плана Таджикской депрессии в неогене. Учесть потери газа за счет разрушения части месторождений очень трудно. Если допустить, что такая потеря составляла 1/3 часть всех газовых запасов, то и при подобном допущении геологические запасы составят около 1 триллиона м³.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПЛАСТОВЫХ ВОД
И ЕГО СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Органические вещества, находящиеся в пластовых водах Таджикской депрессии в растворенном состоянии (ВРОВ), имеют различное происхождение, определить которое возможно лишь при достаточно четком представлении о гидрогеологических и геохимических процессах, протекавших в пределах конкретных участков на различных этапах их геологического развития. Не рассматривая всех возможных источников ВРОВ, следует отметить особо важное нефтепоисковое значение генетической связи ВРОВ с органическим веществом осадочных пород (ОВ) и его миграционными разностями (нафтидами).

Отдельные компоненты ВРОВ, в частности жидкие углеводороды, аналогично эпитумоидам, могут являться промежуточным звеном между ОВ осадочных пород и скоплениями нефти и газа. В этой связи необходимо иметь представление об источниках жидких и газообразных углеводородов и о путях их миграции от нефтегазопроизводящих толщ (НПГТ) к ловушкам.

Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в осадочных породах Таджикской депрессии варьирует в широких пределах — от сотых долей процента до нескольких процентов. Характер распределения $C_{\text{орг}}$ контролируется фациально-литологическим типом пород. Низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ характерны для красочветных континентальных образований, а максимальные содержания присущи морским отложениям (табл.38). Для фациально-однородных отложений прослеживается прямая зависимость между содержанием $C_{\text{орг}}$ и глинистостью пород.

Часть образцов была исследована химико-битуминологическими методами, причем по содержанию органического углерода они были разбиты на группы с интервалами значений: менее 0,3%, 0,3–0,5%, 0,5–1,0% и более 1,0% (рис.13).

При низких концентрациях органического вещества (менее 0,3%), содержание хлороформенного битумоида (ХБ) колеблется от 0,009 до 0,021% на породу, а значения битумоидного коэф-

Распределение содержания органического углерода
в породах разного возраста, состава и фациальной
принадлежности

Возраст	Фациальная принадлежность пород	Количество анализов	C _{орг.} % вес. на породу											
			0,01-0,02	0,02-0,04	0,04-0,06	0,06-0,08	0,08-0,10	0,10-0,20	0,20-0,40	0,40-0,60	0,60-0,80	0,80-1,00	более 1,0	
Песчаники														
J ₁₊₂	Континентальные	84	2	8	1	7	1	13	17	7	7	4	17	
J ₃	Морские	19	4	8	2	1	2	2	-	-	-	-	-	
K ₁	Континентальные	149	4	24	21	34	17	38	8	3	-	-	-	
K ₂	Морские	12	-	1	1	1	-	3	5	-	-	-	-	
P ₁₊₂	Морские	47	2	11	5	7	3	4	10	3	1	1	-	
Глинистые породы														
J ₁₊₂	Континентальные	88	-	-	3	4	4	13	17	8	7	3	29	
J ₃	Морские	21	-	3	-	2	1	4	6	5	-	-	-	
K ₁	Континентальные	85	-	14	11	22	12	24	2	-	-	-	-	
K ₁	Морские	54	-	-	-	-	2	20	18	11	2	1	-	
K ₂	Лагунные	30	1	-	4	4	5	7	6	3	-	-	-	
K ₂	Морские	72	-	-	-	-	3	20	33	12	2	-	2	
P ₂	Лагунные	57	4	16	12	4	5	10	6	-	-	-	-	
P ₂	Морские	237	-	-	2	40	25	100	50	7	6	1	6	
Карбонатные породы														
J ₁₊₂	Морские	5	1	1	-	1	1	-	-	-	-	1	-	
J ₃	Морские	132	3	22	17	23	12	39	14	2	-	-	-	
K ₁	Морские	60	4	13	2	10	5	16	8	2	-	-	-	
K ₂	Морские	190	30	44	31	26	14	31	6	6	2	-	-	
P ₁₊₂	Морские	477	80	80	44	57	35	103	43	10	5	5	15	



Р и с. 13. Диаграмма распределения химико-битуминологических параметров в глинистых и карбонатных породах в зависимости от концентрации органического вещества

фициента (β^{XB}) — от 4,5 до 9,4% (здесь и далее приводятся усредненные значения по отдельным стратиграфическим подразделениям). Содержание масел в групповом составе XB изменяется от 27 до 43%, а доля гетерогенных элементов ($O+N+S$) в элементном составе XB от 10 до 16%, причем содержание масел в карбонатных породах несколько выше и соответственно ниже количество гетерозлементов. Значения углеводородного коэффициента μ_3 (суммарное количество углеводородов в OB) в глинистых породах обычно не более 1–2% за исключением верхнеюрских глин, а также в карбонатных породах, в которых величина μ_3 достигает 3–4%. В сумме углеводородов, как правило, преобладают парафино-нафтеновые (PH) над нафто-ароматическими (HA) компонентами. Отношение HA/PH составляет 0,3–0,4. Только в XB из краснопетли

глинистых пород нижнего мела отмечается значительное участие нефтено-ароматической фракции (НА/ПН более I).

Породы с содержанием ОВ от 0,3 до 0,5% составляют большую часть образцов, исследованных химико-битуминологическими методами. По сравнению с породами, где концентрация ОВ менее 0,3%, для них характерны более высокие содержания ХБ и более низкие значения битумоидного коэффициента. В грушовой составе ХБ масла составляют 33-48%, а на долю гетероэлементов приходится 8-15% элементного состава ХБ. Значения μ_3 также несколько понижены. Как в глинистых, так и в карбонатных породах среди углеводородов преобладают парафино-нафтеновые структуры (НА/ПН = 0,1-0,4).

Для образцов с концентрацией ОВ от 0,5 до 1% содержание ХБ находится в пределах 0,02-0,04%, а значения битумоидного коэффициента колеблется от 2,7 до 7%. По мере возрастания карбонатности пород происходит увеличение количества ХБ в самих породах и в ОВ. В глинистых породах верхней юры масла составляют около 30% ХБ, а в меловых и палеогеновых отложениях на долю масел приходится в среднем около 40%; соответственно содержание O+N+S в элементном составе ХБ изменяется от 18 до 8%. Для карбонатных пород наиболее высокие средние содержания масел отмечены в верхнеюрских известняках (50%). Величина показателя НА/ПН находится в пределах 0,1-0,4, за исключением образцов из нижнемеловых отложений, где его значения более I.

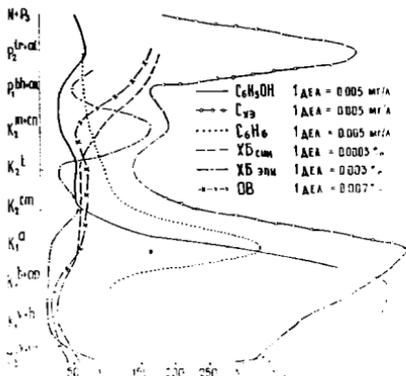
Глинистые и карбонатные породы с концентрацией ОВ более 1% характеризуются наиболее высоким содержанием ХБ (0,02-0,052%) и более низкими значениями $\beta^{ХБ}$ (1-4%). Концентрация масел в ХБ глинистых пород обычно менее 30%, а в ХБ карбонатных пород несколько выше. В сумме углеводородов превалирует парафино-нафтеновая фракция (НА/ПН = 0,2-0,4%), хотя в отдельных образцах установлено довольно высокое содержание нефтено-ароматических фракций (НА/ПН - до 9).

В нефтегазопроизводящих толщах ОВ составляет не менее 0,3-0,5% от веса осадочных пород. Тип ОВ - смешанный, с преобладанием сапропелевых или, что реже, гумусовых компонентов в составе нерастворимой фракции ОВ (НОВ). Сами породы имеют восстановительный или резковосстановительный геохимический облик.

К разряду НППТ отнесены породы, битумоиды в которых по своему составу и распределению имеют "остаточный" характер, однако битуминологические показатели не равнозначны для того или иного типа пород и зависят от различной способности пород к отдаче подвижных, преимущественно углеводородных компонентов (Яковец, Сафранов, 1974). В свою очередь масштабы миграции углеводородов зависят, главным образом, от генетического типа и степени катагенетической превращенности ОВ. Одним из важнейших условий перехода потенциально нефтегазотеринских пород в нефтегазопроизводящие, является устойчивое погружение осадочных толщ на глубины, соответствующие зонам достаточно длительного действия температур более 50–60°C, когда ОВ достигает стадий катагенетической превращенности, соответствующих маркам бурых (Б₃) и каменных (Д–Г) углей (в зависимости от генетического типа ОВ). С этого момента нефтегазоматеринские породы и заключенное в них ОВ вступают в зону интенсивного развития процессов нефтегазообразования.

Исходя из указанных принципов, в осадочных толщах Таджикской депрессии выделены нефтегазопроизводящие толщи, приуроченные к различным частям юрских, меловых и палеогеновых отложений (Яковец и др., 1972, 1974). Поскольку НППТ чередуются или контактируют с водоносными горизонтами, то создаются условия для перехода отдельных органических компонентов в пластовые воды.

Для выяснения возможной генетической связи между ОВ пород и ВРОВ для отдельных структур были построены диаграммы: возраст отложений – параметры ОВ и ВРОВ. Из компонентов ВРОВ для этой цели были использованы фенолы (C₆H₅OH), бензол (C₆H₆) и углерод, содержащийся в битуминозной части ВРОВ, извлекаемый хлороформом (C_{хз}). Указанные параметры сопоставлялись с усредненными данными по содержанию в породах ОВ, а также хлороформного экстракта в синбитумоидах (ХБ_{син}) и эпибитумоидах (ХБ_{эпи}). Наиболее представительной в этом отношении является диаграмма по разрезу м-я Шаамбары (рис. 14). При рассмотрении геохимических параметров видно, что если линия содержания ХБ_{син} параллельна ОВ, то линия ХБ_{эпи} ведет себя несколько иначе, а именно, высокие концентрации ХБ_{эпи} харак-



Р и с. 14. Сопоставление параметров воднорастворимого органического вещества и органического вещества пород

терны как для пород, обогащенных ОВ, так и для бедных им. Следует отметить и тот факт, что в нижнемеловых, преимущественно красноцветных терригенных породах, где концентрации ОВ и битуминозных веществ относительно понижены, отмечаются повышенные концентрации фенолов и C_{xH_x} (2,5–2,6 мг/л). Это повышение соответствует "пику" концентрации метана (85%) и повышенному содержанию тяжелых углеводородов в газе (до 8%) и связано, очевидно, с наличием незначительного газового скопления в рассматриваемых отложениях на м-ии Шаамбары. Нескольким не "унисон" изменяется содержание бензола: в водах из неокон-аптских отложений бензол находится в пределах 0,6 мг/л в то время как в альбских и ирских водоносных горизонтах отмечается концентрации до 2 мг/л и более. В пластовых водах турона-сенона-палеогена концентрация C_{xH_x} изменяется также как и содержание $ХВ_{эфир}$ в породах, образуя максимум в интервале алайских слоев (C_{xH_x} – до 2,5 мг/л) и минимум в турон-сенон-палеоценовом (1–0,75 мг/л). Содержание фенолов идет на убыль и в отложениях сеноман-палеоген-неогена колеблется в пределах 0,25 мг/л. Все упомянутые тенденции, вероятно, указывают на связь ВРОВ как с ОВ осадочных пород, так и с его миграционными разностями, распространенными в разрезе в виде следов миграции углеводородов (эпибитумоидов) и в виде скоплений нефти и газа.

В результате многолетних исследований ВРОВ нами в качестве показателей нефтегазоносности применительно к условиям Таджикской депрессии из большого числа параметров ВРОВ

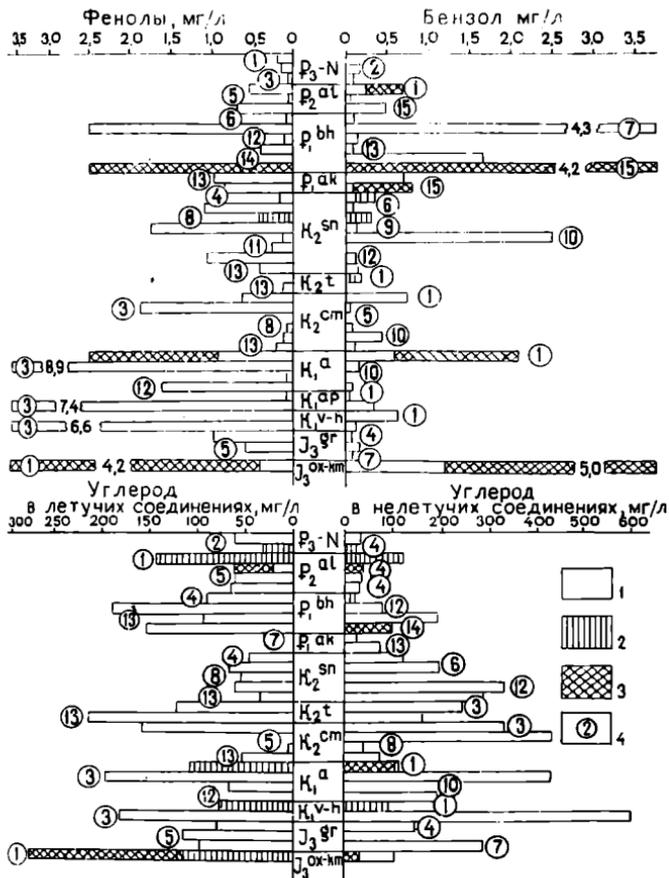
(Барс, Коган, 1965, 1973; Ходжакулиев, Суббота, Абрамова, 1972) были выбраны следующие характеристики: фенолы в отгонах, бензол, углерод летучих и нелетучих соединений. Распределение указанных параметров по отдельным площадям и стратиграфическим подразделениям показано на рис. 15.

Содержание бензола в пластовых водах Таджикской депрессии колеблется от следов до 10 мг/л. Более высокие фоновые значения характерны для пластовых вод, а более низкие - для поверхностных. Особо высокие содержания бензола отмечены в водах, контактирующих с газоконденсатными и нефтяными залежами, причем бензол достаточно чутко реагирует даже на незначительные концентрации жидких углеводородов. Например, высокие содержания бензола отмечены в водах из палеоценовых отложений пл. Кызимчек (4,30 мг/л) и севонских отложений пл. Саят (2,51 мг/л), где они связаны с добавками нефти в буровой раствор. Кроме того, аномально высокие значения бензола отмечались в поверхностных водах, как имеющих признаки глубинного подтока, так и в водах дренирующих битуминозные осадочные толщи. Поэтому бензол можно считать показателем нефтегазоносности.

Важным условием перехода бензола в растворимое состояние является повышенный температурный режим пласта. Яркое подтверждение этому - верхнеюрские отложения м-я Шаамбары, где зафиксированы температуры порядка 110-125°C и соответственно отмечены высокие концентрации бензола (1,44-5,22 мг/л).

Содержание фенолов в отгонах из пластовых вод колеблется от 0 до 5-6 мг/л. Строгой закономерности в распределении фенолов по разрезу не наблюдается, но можно отметить, что наиболее высокие их содержания - от 0,70 мг/л и выше - приурочены к продуктивным отложениям. Содержание фенолов в водах газовых месторождений около 1 мг/л, а в водах нефтяных и газоконденсатных - выше и доходит до 6 мг/л.

Высоким концентрациям бензола иногда отвечают и повышенные концентрации фенолов. Такая закономерность наблюдается в пластовых водах нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений. Это, вероятно, связано с общим геохимическим процессом преобразования органического вещества. В условиях высоких температур и больших давлений углеводородный состав



Р и с. 15. Распределение фенолов, бензола, углерода летучих и нелетучих соединений в пластовых водах различных площадей

1 - пробы из непродуктивных интервалов; 2 - то же, но из скважин, в которых получены притоки нефти или газа; 3 - пробы из внутриконтурных скважин; 4 - номера площадей: 1-Шаамбары, 2-Челтура, 3-Северный Бабагар, 4-Курганча, 5-Далан, 6-Шурбулак, 7-Кизимчек, 8-Кичикбель, 9-Донгуз, 10-Саят, 11-Алинтай, 12-Танапчи, 13-Кызылсу, 14-Южный Пушион, 15-Бешгентяк

битумоидов пород с ОВ преимущественно гумусового типа обогащаются ароматическими соединениями и в конденсатах накапливаются ароматические углеводороды. В этих условиях отмечаются наиболее высокие концентрации бензола и фенолов в водах. Следовательно, высокое содержание бензола и фенолов в водах следует рассматривать как один из признаков нефтегазоносности.

Содержание органического углерода в сухом остатке ($C_{\text{ост}}$) варьирует в широких пределах: от нескольких единиц до тысячи мг/л и более. Характерно, что высокие концентрации $C_{\text{ост}}$ отмечены в заведомо непродуктивных интервалах различных структур. В тоже время намечается тенденция уменьшения значений $C_{\text{ост}}$ в пробах, отобранных в пределах контура нефтегазоносности, причем эта связь обнаруживается независимо от размеров углеводородного скопления. По всей вероятности, пластовые воды всегда обогащены органическими компонентами, образующими комплексные соединения с неорганической составной частью осадочных пород, находящиеся в растворенном состоянии в водах. При определенных геологических и геохимических условиях эти комплексы распадаются и органические вещества, выделяясь из воды, скапливаются в ловушках. Вероятно, этим можно объяснить очень низкое содержание нелетучих органических компонентов в водах продуктивных горизонтов.

По данным Е.А.Барс и С.С.Коган (1973) содержание летучих соединений существенно преобладает над органическими компонентами, определяемыми в сухом остатке. Видимо и в водах, контактирующих со скоплениями углеводородов, главную роль играют летучие компоненты. К сожалению, установить точную зависимость между продуктивностью пласта и содержанием летучих пока не представляется возможным из-за несовершенства методов, которыми пользуются при определении их содержания. Все же на основании имеющихся данных можно отметить следующую тенденцию в распределении летучих компонентов. В водах непродуктивных горизонтов содержание летучих приближается к содержанию нелетучих, или намного меньше $C_{\text{ост}}$. Например, в пластовых водах из сенона непродуктивной площа-



Р и с. 16. Частотные графики распределения органического углерода в пластовых водах и породах

ди Танагчи $C_{ост} = 360$ мг/л, а $C_{лет}$ всего 70 мг/л. В водах же продуктивных горизонтов содержание летучих компонентов в несколько раз выше, чем нелетучих. Например, в водах из верхнеюрских отложений м-я Шаамбары в законтурных скважинах $C_{ост}$ равно 106 мг/л, а $C_{лет}$ равно 135 мг/л; соответственно в водах внутриконтурных скважин эти значения равны: $C_{ост} - 28$ мг/л и $C_{лет} - 400$ мг/л. Фоновое содержание $C_{ост}$ по всей площади Шаамбары довольно низкое по сравнению с другими площадями: вероятно сказывается влияние вод продуктивных отложений (юрских и альбских). В результате графической интерпретации результатов определения $C_{ост}$ (рис.16) видно, что фоновое содержание нелетучих веществ в продуктивных горизонтах не превышает 70 мг/л, тогда как в пробах непродуктивных горизонтов 75% всех проб содержат $C_{ост}$ выше 100 мг/л. Такая же приблизительно, зависимость была установлена нами ранее и для изменения $O_{перм}$ (перманганатной окисляемости). Совпадение это не случайно, так как $O_{перм}$ говорит о наличии легкоокисляющихся органических соединений в пластовых водах. Если пронаблюдать изменение содержания $C_{ост}$ по разрезу отложений, то видна следующая картина: на продуктивных площадях наблюдается увеличение содержания $C_{ост}$ вниз по разрезу, тогда как в водах продуктивных площадей наблюдается увеличение $C_{ост}$ при удалении вверх от продуктивного пласта. Направляемая следующий вывод: если по разрезу в каком-либо направлении наблюдается уменьшение содержания $C_{ост}$, то можно предполагать приближение к газовой залежи. Следует отметить, что в водах, связанных со скоплениями газа, $C_{ост}$ меньше, чем в водах вблизи скоплений нефти.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ И ПРИВЕДЕННЫХ
ДАВЛЕНИЙ

I. Теоретические предпосылки

Вопросы региональной динамики подземных вод привлекают внимание исследователей еще с 30-40-х годов. Труды Н.И. Игнатовича, Н.И. Силина-Бекчурина, Н.Н. Мятлева, К.А. Макова, Г.Е. Богомолова, И.Е. Гармонова, М.И. Зайдельсона, И.К. Зерчанинова, А.А. Карцева, В.Н. Корценштейна, И.Г. Кисина, Б.А. Тхостова, К. Хаберта, А.Е. Ходькова, С.А. Шагоинца, В.А. Кудрякова, В.Л. Ягодина, Г.П. Якобсона и других были заложены основные представления, которые до сих пор преобладают во множестве работ, касающихся региональной гидрогеологии.

Ее основу положено представление о региональном стационарном фильтрационном потоке, параметры которого можно определить, исходя из данных о приведенных давлениях и с напорах, а также о фильтрационных свойствах пород. Развитие этого представления касалось, в основном, методов расчета приведенных давлений и напоров в условиях меняющегося удельного веса вод (Силин-Бекчурин, 1949; Ягодин, 1961) в зависимости от температуры и сжимаемости (Миросников, 1961; Якуцени, 1961). При этом встречались принципиально неверные расчеты приведенных напоров. Они сводились к тому, что авторы игнорировали смысл основной формулы напора

$$H = \frac{P}{\gamma} + Z \quad (1)$$

где H - приведенный напор, P - давление, Z - расстояние до плоскости сравнения. Например, М.В. Миросников (1961) приводит такую формулу приведенного напора (уровня) :

$$H = (h - \ell)(\gamma_t - 1) + Q - \ell \quad (2) \quad \text{и} \quad H = h(\gamma_t - 1) + 10P_c \quad (3),$$

где H - приведенный напор, м; h - глубина интервала опробования, м; γ_t - удельный вес воды при средней температуре в скважине, гс/см³; Q - абсолютная отметка устья скважины, м; P_c - статическое давление на устье, кгс/см²; ℓ - глубина уровня от устья, м. Если эти формулы привести в более удоб-

ный вид:

$$H = L\gamma t - L + A \quad (4) \quad \text{и} \quad H = h\gamma t - h + 10Pc \quad (5),$$

где L - высота столба воды в скважине, A - абсолютная отметка уровня (м), то становится очевидным, что складываются разные величины: давление ($L\gamma t$) и длина ($L + A$). Это противоречит правилам и приводит к сильнейшим искажениям излученных приведенных напоров. Искажение в данном случае выражается в том, что чем глубже точка притока воды, тем выше будет отметка приведенного уровня. Проиллюстрируем это расчетами по формуле (4). Примем альтитуду скважин равной плюс 500 м, удельный вес пластовой воды $1,18 \text{ г/см}^3$. Тогда на глубинах минус 1000 м и минус 2000 м приведенный уровень будет равен 680 м и 860 м соответственно. Из расчетов видно, что при заданных условиях гидростатического равновесия (одна и та же абсолютная отметка фактического уровня и один и тот же удельный вес), тем не менее получаются разные значения расчетного приведенного уровня. Эта ошибка вуализуется в различных методах введением поправок на температуру и сжимаемость жидкости. При построениях карт приведенных напоров, рассчитанных по формуле (4) погруженные участки территории характеризуются как псевдомаксимумы.

В своей работе (Готтильф, 1965) мы подробно останавливались на вопросах приведения давлений и напоров и показали, что формула (1) не подвергается никаким сомнениям и что правильное ее применение, в том числе и в варианте, предложенном А.И.Силиным-Бекчуриным (1949), не требует выбора плоскости сравнения, поскольку они равнозначны. При этом совершенно безразлично - меняется ли удельный вес с глубиной прямолинейно или криволинейно. В одной из последних работ, посвященных теоретическим вопросам гидрогеологии (Гуревич, Капченко, Кругликов, 1972), также приводится чрезмерно усложненное понимание приведения давлений и напоров: авторы значительную часть ошибок приписывают аппроксимации криволинейных зависимостей к линейным.

По нашему мнению взгляд на пластовые воды, как на единую сплошную среду в резервуаре, не совсем правомерен и нуждается в корректировке. Сплошная среда по законам гидродинамики не имеет трения покоя, и следовательно, при любых зна-

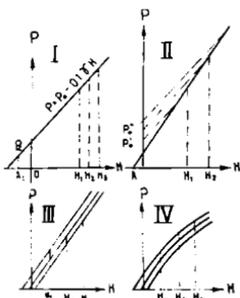
чениях гидравлического градиента, фильтрационных свойств породы и вязкости сплошной среды должно существовать какое-то движение, пусть и очень медленное. В то же время хорошо известно о существовании начального гидравлического градиента для плохопроницаемых пород (Силин-Бекчурин, 1958; Полубаринова-Кочина, 1952), что в свою очередь означает, что при определенных значениях фильтрационных свойств породы среда (жидкость) перестает быть сплошной и становится дискретной, для которой существуют определенные значения трения покоя, или (что одно и то же) значения гидравлического градиента. В природных условиях при таких свойствах водовмещающего горизонта или комплекса движение жидкости должно происходить скачкообразно, при увеличении гидравлического уклона сверх определенной величины начинается перемещение жидкости, в результате которого гидравлический уклон снижается до граничной величины и движение жидкости прекращается. Вторжение скважины в такой природный резервуар вызывает разрушение части его, изменение проницаемости вокруг призабойной зоны и создает необычные для природных условий величины депрессии и гидравлических уклонов. В этих условиях приток жидкости к скважине происходит по классическим законам подземной гидравлики. Не исключено, что при достижении определенных, отличных от нуля, величин депрессии в системе пласт-призабойной зона движение прекращается и уровни становятся статическими, несмотря на наличие остаточной депрессии на забое. Нужно также отметить, что наблюдающийся во многих случаях наклон водонесущих контактов не может считаться приметом признаком наличия движения. В известные формулы расчета уклонов поверхностей раздела (Савченко, 1952; Еременко, 1963) не входит скорость движений пластовых вод и они по существу являются решением скорее гидростатической, а не гидродинамической задачи. Одна из формул, предложенных для определения начального градиента J_0 имеет вид:

$$J_0 = \frac{\tau_0}{\gamma r} \quad (6) \text{ (Котов, Нерпин, 1958),}$$

где τ_0 — предельное напряжение сдвигу, γ — объемный (удельный) вес, r — расчетный радиус порового канала. Из этого выражения можно заключить, что начальный градиент является не-

ременной особенностью системы "жидкость-пористая вязкая среда", поскольку при любых значениях величин, входящих в его правую часть, значение градиента будет отличным от нуля.

Некоторые авторы (Ходьков, Валукоис, 1966) справедливо замечают, что перепад напоров отнюдь не является доказательством движения вод. Из этого следует, что карта гидроизоции в региональном плане не являются отражением фильтрационного потока. Разумеется, для отдельных фрагментов площади водоносного горизонта, а также для верхних этажей водоносной системы, такая карта сохраняет свои функции, но в целом она представляет собой следствие целого ряда разнообразных причин и, в частности, отражает распределение начальных градиентов; при этом каждая скважина является манометром, показывающим давление, являющееся также следствием нескольких причин и зависящее в большей степени от состояния призабойной зоны и проницаемости породы в участке вскрытия. Для анализа динамики системы, как показывает наш опыт, полезно также применять графические приемы изучения пластовых давлений. Основным инструментом при этом является график давление - глубина, который широко применяется в целом ряде работ (Чекалюк, 1961; Тхостов, 1966; Анисеев, 1964; Рассел, 1958). Рассматривался он также и нами в книге "Бухаро-Хивинская нефтегазоносная провинция" (1963, с.116-117) и в статье "Принципы анализа региональных гидродинамических систем" (Готтильф, 1965). Э.Б.Чекалюк использовал его в основном для определения отметки водонефтяных и газоводяных контактов, а Б.А.Тхостов и другие авторы - для сравнения "нормального гидростатического" давления с "аномальным". Божности этого метода, однако, гораздо шире. В нашей модификации обычная формула гидростатического равновесия $P = h\gamma$ изображается в системе координат $x=N$ и $y=P$, где N - абсолютная отметка точки измерения (рис. 17-1). В случае одиночной скважины и при правильно выбранном масштабе (1 кгс/см^2 на оси ординат равен 10 м на оси абсцисс) удельный вес пластовой воды будет равен тангенсу угла наклона линии зависимости к оси абсцисс. Точка пересечения линии зависимости с осью ординат ($N=0$) соответствует давлению на уровне моря; точка пересечения с осью абсцисс ($P=0$) соответствует абсолютной отметке уровня.



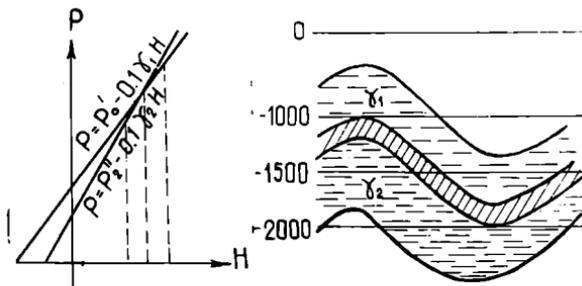
Р и с. 17. Графики зависимости давлений для разных условий

приведенные давления на соответствующей плоскости (отметке) сравнения. Если учесть закономерную изменчивость плотности вод с глубиной, то линия зависимости $P = f(H)$ будет кривой и тогда производная в каждой точке этой кривой даст удельный вес, соответствующий определенным глубинам. В случае смещенного равновесия на графике будет ряд параллельных кривых, и при этом легко убедиться в равнозначности разных плоскостей сравнения (рис.17-IV). Следует отметить, что рассмотренные случаи интерпретации графического приема соответствуют концепции сплошной среды, перемещающейся в пористом резервуаре.

Чтобы подробнее разобрать вопрос о плоскостях сравнения, рассмотрим пример, когда требуется сопоставить давления двух изолированных водоупором горизонтов (рис.18). Из иллюстрации видно, что на разных плоскостях сравнения разница приведенных давлений будет неодинакова, и при этом существует плоскость (абсолютная глубина - H_p) равновесия, на которой давления обоих горизонтов равны. Следовательно, на любых глубинах выше и ниже этой плоскости существуют потенциалы для межрезервуарной миграции, направленной выше плоскости равновесия (H_p) вниз, а ниже H_p - вверх. Разница приведенных давлений для двух отдельных горизонтов или комплексов есть переменная величина, выражаемая, как видно из рисунка, формулой:

$$\Delta P = P_0^I - P_0^{II} + H (\gamma_I - \gamma_{II}) \quad (7),$$

Точка P_0 , где перпендикуляр к оси абсцисс из точки, соответствующей альтитуде скважины, пересекается с линией зависимости, указывает статическое давление на устье. Если мы имеем дело со сплошной средой, находящейся в равновесии, то измерения, сделанные в разных скважинах и на разных глубинах, окажутся на одной линии, наклон которой соответствует удельному весу воды. Если равновесие динамическое, то оно выразится серией параллельных прямых (рис.17-III). Пересечение этих прямых линией, параллельной оси ординат, дает



Р и с. 18. Сопоставление давлений в изолированных комплексах

где величины P_0' и P_0'' соответствуют давлениям на уровне моря ($n=0$), а H — переменная абсолютная глубина. Если миграция под влиянием этой разницы будет осуществляться, то с течением определенного времени "ножницы" на рис.18 будут сужаться, пока не сольются в одну линию.

В данном случае плоскости сравнения равноправны, но неравнозначны. Эта неравнозначность означает неравновесие (в случае наличия движения) или равновесие, обусловленное непрозрачностью разделяющей среды (в данном случае водоупора). Рассуждая далее, можно прийти к следующему выводу: если между двумя водоносными пластами, разделенными водоупором, не существует "ножниц" в линиях давлений, то между ними было движение пластовых вод, которое привело к равновесию. То есть мы не можем только по наличию пересечения линий давлений судить о наличии или отсутствии движения в настоящий момент, но можем достоверно судить о существовании такого движения в прошлом. Эти рассуждения весьма важны для дальнейшей интерпретации распределения давлений в горизонте, который считается единым резервуаром по геологическим условиям. Действительно, если в таком резервуаре обнаружится две или более зависимостей давлений, образующих "ножницы" то можно утверждать, что резервуар гидравлически не един или что в нем сильно нарушено равновесие. В данном случае правомерна аналогия с двумя изолированными цилиндрами, поскольку раз-

ница приведенных давлений между ними тоже является функцией положения плоскости сравнения. Крайним выражением точки зрения на пластовые воды как на дискретную среду является представление каждой скважины в виде изолированного цилиндра-манометра, с индивидуальной линией давлений.

Аналитически зависимость "давление - абсолютная глубина" выражается следующим образом (в кгс/см²):

$$P = P_0 - \gamma H \quad (8),$$

где P_0 - давление на нулевой плоскости, H - абсолютная глубина, γ - объемный вес. Следовательно, каждый изолированный пласт характеризуется двумя параметрами: P_0 и γ , и если они равны для группы горизонтов, то эти горизонты образуют гидравлически единый водонапорный комплекс. В случае закономерного изменения удельного веса с глубиной критерием объединения горизонтов в один комплекс является общий для этих горизонтов закон изменения удельного веса с глубиной.

Рассматривая зависимости давления от глубины, можно встретиться также со случаем, когда точки давления в горизонте или в предполагаемом комплексе отчетливо ложатся на одну прямую линию: тангенс угла наклона которой больше или меньше удельного веса пластовой воды (рис. 17-П). Этот случай можно трактовать как наличие потенциала вертикальной миграции, направленного соответственно вверх или вниз. Переход к равновесию при этом должен выглядеть как изменение наклона прямой во времени. Наличие потенциала вертикальной миграции внутри нескольких таких горизонтов является выражением элизионного режима. Тангенс угла наклона линии давлений можно также трактовать как удельный вес некой сплошной среды "вода - порода", который будет колебаться от величин, близких удельному весу породы, до удельного веса пластовой воды. При этом первый случай характеризует крайнюю степень неконсолидированности комплекса "резервуар-водоупоры", низкую проницаемость (в региональном плане), дискретность состояния воды в породе. Второй случай характерен для консолидированного комплекса "резервуар-водоупоры" и больше, хотя и не обязательно, соответствует представлению о сплошной жидкой среде в пористом резервуаре.

Если в формуле напора (I) для неконсолидированной сис-

темы подставить условный "удельный вес", то формально она будет выглядеть равновесной или близкой к равновесию, и в случае равенства $\gamma_{\text{усл}}$ удельному весу породы, "Н" будет равен мощности пород до условной плоскости. Однако, фактически, несмотря на то, что давление в такой системе определяется условным удельным весом ($P = h \gamma_{\text{усл}}$), пьезометрический напор в "скважинах-манометрах" определяется удельным весом пластовой воды:

$$H = \frac{h \gamma_{\text{усл}}}{\gamma_{\text{в}}} + z \quad (9),$$

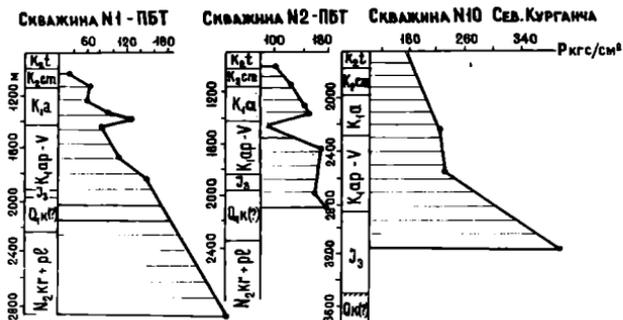
где $\gamma_{\text{в}}$ - объемный вес воды. Если $\gamma_{\text{усл}}$ больше $\gamma_{\text{в}}$, то при таком расчете "Н" является прямой функцией глубины и величина напора должна уменьшаться от погруженных частей региона к поднятым, т.е. возникает картина элизионной водонапорной системы.

При крайней степени неконсолидованности в формулу (10) вместо $\gamma_{\text{усл}}$ можно подставить $\gamma_{\text{п}}$ (γ породы). Неустойчивость такой среды можно представить как процесс гравитационной дифференциации легкой (воды) и тяжелой (породы) сред. При этом элизионные напоры есть не что иное, как удельная сила всплывания легкой жидкости. Собственно говоря, в этом и есть суть АВПД. Среди многочисленных предположений о природе АВПД, существуют также мнения о том, что их причиной являются тангенциальные силы. Следует отметить, что любые геологические напряжения имеют в общем гравитационный характер и в частных случаях разлагаются на две составляющие: горизонтальную и вертикальную, а в образовании АВПД участвует только вертикальная составляющая.

Рассмотренные случаи применения графического анализа в значительной мере идеализированы, но они помогают с разных точек зрения представить суть процессов в системах "вода-порода" и "водоупоры-резервуары".

Кроме графика "давление-абсолютная глубина" можно использовать индивидуальные графики-эпюры (пьезограммы) по скважинам (рис. 19). Их сопоставление помогает более тонко стратифицировать распределение давлений и увязывать их со свойствами породы. Эпюры давлений по скважинам применялись В.И.Браташом (Геология и нефтегазоносность севера Афганис-

тана, 1970, с. 246) с целью сопоставления их с температурными кривыми. При этом была показана изометричность пьезограмм с термограммами. Эпюры давлений по отдельным скважинам использовались при изучении гидрогеологии Душанбинского прогиба (Геология и нефтегазоносность ..., 1968).



Р и с. 19. Сопоставление эпюр давлений по скважинам площадей Северного Бабатага

Региональная динамика пластовых вод Таджикской депрессии изучалась давно (Балашов, 1960; Готгильф, Афанасьева, 1965; Талипов, 1965; Готгильф, Афанасьева, 1971; Чуршина, 1972; Дубеникова, 1973 и др.), но до настоящего времени не было единой картины распределения давлений по площади. Это связано как с недостатком данных, так и со сложностью строения территории. Территория Таджикской депрессии некоторыми исследователями представляется как единый бассейн по юрским и отчасти нижнемеловым отложениям и расчленяется на три-четыре бассейна по верхнемеловым и палеогеновым отложениям (Талипов, 1965; Финкельштейн, Пашковский, 1963).

Тем не менее, несмотря на сильную орографическую и тектоническую расчлененность изучаемого региона, можно выявить значительную общность в закономерностях вертикального распределения давлений в тектонически изолированных отрицательных элементах. По генезису их можно разделить на две группы: а) давления, связанные с неконсолированными пластовыми системами "резервуар-водоупор" (элизионные); б) давления, связанные с консолированными системами.

2. Пластовые давления, связанные с неконсолидированными системами верхнего мела и юры

К давлениям элизионного генезиса относятся пластовые давления в отложениях нижнего сенона, турона, сеномана, верхнего альба и в солях кимеридж-титона (гаурдакская свита). Единичные случаи проявления предположительно элизионных давлений в отложениях палеоцена и эоцена на структуре Бештеняк являются в достаточной мере экзотическими для региона и могут быть объяснены с других позиций. Тут нужно упомянуть, что давления как первой, так и второй группы многие авторы, в зависимости от величины коэффициента $\frac{P_{пл}}{P_{усл.гидр}}$, относят к аномально высоким (АВПД). Разумеется, такое выделение, основанное только на величине давления, неправильно. Действительно, очень большие давления могут быть вызваны превышением области питания над областью разгрузки (при условии близости их) по классической инфильтрационной схеме. Если высота области питания в два раза больше глубины скважины, расположенной в смежной котловине, то даже при пресной воде пластовое давление будет в два раза больше "условного гидростатического". Этот факт показывает недостаточную информативность графиков "глубина-давление", выполненных не в абсолютных отметках. Другие случаи ложных АВПД, например давления в кровле очень высоких газовых залежей, пока для Таджикской депрессии не отмечались. Мы не отрицаем известной доли информативности показателя $\frac{P_{пласт}}{P_{усл.гидр}}$; но он должен применяться только после установления генезиса давлений. Таким показателем может служить коэффициент наклона усредняющей линии зависимости давлений к оси глубин. Для наиболее представительных данных, помещенных в таблице 39, закономерность изменения давлений с глубиной выражалась эмпирическими формулами (Готгильф, Афанасьева, 1965; 1971):

- а. $P = (h - 352) \times 0,265$
- б. $P = (h - 421) \times 0,260$
- в. $P = 10 - 0,278 H$ (10)
- г. $P = 78 - 0,21 H$
- д. $P = (h - 130) \times 0,21$

где: P - давление в кгс/см^2 , h - глубина от поверхности, H - абсолютная глубина. Во всех этих формулах коэффициент

Аномальные давления в неконсолидированных
отложениях верхнего мела

Площадь	Скв.	Глубина, в м	Пластовые дав- ления, кгс/см ²	$\frac{P \text{ пл.}}{P \text{ гидр.}}$
Каудар	137	1264	245	1,94
—"	1001	1038	184	1,76
—"	1002	1435	289	2,01
Учкизыл	201	995	232	2,33
Ляльмикар	49	1513	283	1,87
Карасурт	2	1770	225	1,27
Актау	I-P	623	96	1,54
Армытау	102	800	96	1,20
К.Арунтау	I	575	81	1,42
Карадум	6	943	143	1,58
—"	3	1109	199	1,80
—"	3	1422	270	1,83
Кызылтумшук	25	1520	308	2,03
Акбаш	41	1960	410	1,06
Кичикбель	46	2340	489	2,09
Донгуз	115	2534	480	1,90
—"	116	1885	369	1,96
—"	120	1340	257	1,92
Саят	4	2720	460	1,70
—"	4	2622	440	1,60
—"	4	2675	435	1,64
Алимтай	3	700	119	1,7
Танапчи	3	3313	545	1,65
Кызылсу	11	3116	500	1,61
—"	11	3093	490	1,59
—"	11	2997	482	1,61

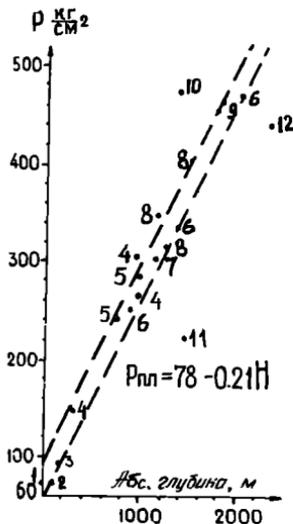
наклона линии давления был почти равен удельному весу горных пород, что собственно и является главным доказательством их эволюционного генезиса (рис.20). При средней абсолютной отметке поверхности +500 м на абсолютных глубинах минус 1000 и

минус 2000 м давления (кгс/см²) по этим формулам будут соответственно равняться следующим величинам:

Т а б л и ц а 40

Сопоставление расчетных давлений с коэффициентом $\frac{P_{пл.}}{P_{гидр.}}$

Формула (10)	Абсолютная глубина, м		$\frac{P_{пл.}}{P_{гидр.}}$	
	- 1000	- 2000	-1000	- 2000
а	330	570	2,2	2,28
б	281	550	1,87	2,20
в	288	566	1,92	2,26
г, д	288	498	1,92	1,99



Р и с. 20. График аномальных давлений в отложениях верхнего мела Сурханской, Кафирниганской и Вахжиской зон

Структуры: I - Южный Арыктау, 2 - Арыктау, 3 - Актау, 4 - Карадум, 5 - Хаудаг, 6 - Донгуз, 7 - Кызылтумшук, 8 - Акбаш, 9 - Кичикбель, 10 - Бештентяк, 11 - Карасырт, 12 - Саят.

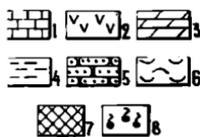
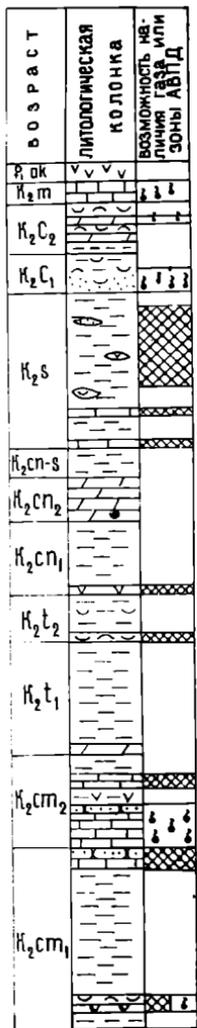
При расчетах по формуле (10) наблюдается увеличение коэффициента $\frac{P_{пл.}}{P_{гидр.}}$ с глубиной, причем меньше всего это выражено в случаях а, г, д, где среднее значение этого коэффициента равно 2,1. В данном случае после установления зако-

номерности $P = f(h)$, показатель $\frac{P \text{ пл}}{\text{Русл. гидр.}}$ становится информативным.

"Аномальные" давления быстро нарастают с увеличением глубины, но также быстро и убывают. Из рис. 21 и формулы (10) видно, что начиная с абсолютной глубины порядка минус 400 м "аномальные" давления по своей величине мало отличаются от "нормальных", а на глубинах меньше чем минус 200 м, даже меньше "нормальных" давлений. Величина "аномальных" давлений при небольших глубинах залегания не отличается от величины "нормальных", что часто маскирует их наличие.

Преобладающая часть водопроявлений элизионного генезиса отмечалась в процессе бурения скважин, когда трудно точно установить их глубину и стратиграфическую привязку. По скважинам месторождений Хаудаг и Учкизыл можно заключить, что "аномальные" водопроявления начинаются примерно с 260 - 400 м ниже кровли сенона. По скважинам площади Карадум, где почти во всех скважинах верхнемеловые отложения определяются как "сенон-турок"; можно понять, что водопроявления с переливом начинаются примерно в 400 м ниже кровли сенона. На площадях Акбаш, Кичикбель, Кызылтумшук водопроявления начинаются в одних скважинах в верхней части сенона, в других - с нижней части сенона и продолжают в туронских отложениях. На структуре Карасырт качественный скачок в характере водопроявлений происходит от турона до сеномана.

Разрез верхнемеловых отложений впа Таджикской депрессии примерно на 70% состоит из глин. Локализация возможных зон возникновения аномальных давлений, вероятно, приурочена к линзам песчаников в верхней части сантонских отложений, к маломощным прослоям ракушняка в нижней части туронского яруса, тагаринскому горизонту в верхней части сеноманских отложений и к ракушняку их нижней части (рис. 21). По лабораторным определениям проницаемость этих горизонтов достигает 1-2 дарси, в то время как по промышленным данным она значительно выше. Так, на структурах Кызылтумшук, Кичикбель, Донгуз, Акбаш дебиты перелива достигали от 400 м³/сут до 1000 м³/сут и даже 10000 м³/сут (Кичикбель, скв. 46). Определенная по восстановлению давления проницаемость турон - сеноманских отложений в скв. 41 Акбаш колеблется от 47 до



Р и с. 21. Схематический разрез верхнемеловых отложений юга Выхской и Кафирниганской зон (по В.И. Корчагину, 1969) с прогнозом наличия зон АВПД или залежей газа

1 - известняки; 2 - гипсы; 3 - мергели; 4 - глины; 5 - песчаники; 6 - известняки-ракушняка; 7 - наиболее вероятные зоны аномальных давлений (АВПД); 8 - возможные зоны наличия газа.

IIВ мд. Хорошая проницаемость возможно связана с тектоническими зонами дробления пород, поскольку отсутствие выравнивания давлений свидетельствует о низкой региональной проницаемости.

За исключением структуры Саят-Алинтай, где предположительно из верхнеальбских отложений были зафиксированы водопроводящие, занимающие среднее положение между "нормальными" и "аномальными", больше нигде по южной части Таджикской депрессии не наблюдалось таких притоков из нижнемеловых отложений. Там, где они были вскрыты (Кафирниганская зона поднятий), из этих отложений не было вообще полноценных притоков. В этой связи можно предположить, что нижнемеловые отложения обладают пониженным потенциалом по отношению к верхнемеловому комплексу.

Таким образом, горизонты комплекса "аномальных" давлений в интервале абсолютных отметок от минус 400 м и глубже обладают повышенным потенциалом вертикальной миграции по отношению к выше- и нижележащим отложениям. Необходимо уточнить, что некоторые горизонты внутри "аномального" комплекса сами могут обладать пониженным потенциалом и быть благоприятными для аккумуляции углеводородов. Поскольку во

время вскрытия их на глинистом растворе, особенно на утяже -
 ленном, они не проявляют себя, а во время водопроявлений из
 "аномальных" пропластков они возможно задавливаются водой,
 их можно не заметить. Л.С.Балашов (1960) отмечал пульсирующие
 газопроявления в скв. 13 Учкизыл из отложений нижнего сенона.
 Газопроявления из верхнемеловых отложений в виде выбросов отме-
 чались также на площади Хаудаг. Например, водопроявления из
 верхнетуронских и нижнеконьякских отложений, могут задавли-
 вать газопроявления из верхнесеноманских отложений (IX гори-
 зонт).

Поскольку система верхнемеловых резервуаров и покрышек
 является неконосолидированной и представляет в сущности регио-
 нальную покрышку, важно оценить степень ее уплотняемости в
 настоящее время.

Пористость глин в процессе диагенеза и уплотнения
 уменьшается и в некоторых районах имеет связь с глубиной, вы-
 ражающуюся эмпирической формулой

$$m_{отн.} = m'_{отн.} - b' \lg H \quad (II),$$

где $m_{отн.}$ - относительный поровый объем на глубине H м;
 $m'_{отн.}$ - относительный поровый объем на глубине 1 м; b' -
 показатель сжимаемости глины (Энгельгардт, 1964). Оценка дей-
 ствия нормального горного давления на изменение пористости
 глинистых осадков проводилась в различных районах мира. Из
 этих исследований внимание привлекают проводившиеся в опти-
 мальных условиях в третичной синклинали Венесуэлы, где в не-
 нарушенном горизонтальном залегании изучались однородные гли-
 ны до глубины 1800 м. Ряд данных, содержащих константы, входя-
 щие в формулу (II), приводятся в работе В.Энгельгарта (1964):

Т а б л и ц а 41

Параметры уплотнения глин в различных районах мира

Место исследования	$m'_{отн.}$	$m_{отн.}$	b'	$m'_{отн.}$	$m'_{отн.}$
	:	:	:	$\frac{m'_{отн.}}{b'}$	$\frac{m'_{отн.}}{b'}$ среднее
	1	2	3	4	5
					6

Полевые исследования

Третичные глины Венесуэлы	1,844	0,65	0,527	3,50	
------------------------------	-------	------	-------	------	--

	I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6
Третичные глины по р. По	1,700	0,65	0,481	3,54		
Лейасовые глины с-з Германии	1,160	0,54	0,317	3,66		
Лабораторные данные по сжимаемости глин						
Морская глина (Босфор)	1,26	0,492	0,320	3,93	3,28	
Госпорт-глина (устье реки)	1,53	0,525	0,460	3,32		
Глина (дельта Ганга)	2,09	0,544	0,942	2,22		
Синяя глина (Лондон, эоцен)	1,73	0,560	0,490	3,53		
Глина (ложе р. Миссисипи)	2,09	0,600	0,640	3,27		
Глина (Куба)	2,64	0,644	0,900	2,94		
Глина (Париж, бассейн, эоцен)	2,57	0,645	0,810	3,17		
Глина (Дания, эоцен)	3,02	0,685	0,910	3,32		

Для лабораторных данных значения $m'_{отн.}$, данные для давления в I кгс/см², пересчитанные нами для глубины залегания в I м по формуле того же автора:

$$m'_{отн.} = m''_{отн.} + 0,922 \delta^1 \quad (12),$$

где $m''_{отн.}$ - относительный поровый объем при давлении I кгс/см² а $m'_{отн.}$ - то же, что и в формуле (II). Кроме того, мы ввели еще одну величину, а именно отношение $\frac{m'_{отн.}}{\delta^1}$, вследствие того, что при значительных колебаниях $m'_{отн.}$ и δ^1 , их отношение обнаруживает сравнительную стабильность и понадо - бится нам ниже.

Пористость глин мела и палеогена Юго-Западного Таджикистана изучена еще недостаточно. По данным Ш.Б.Бабаева (1974) она колеблется в сравнительно небольших пределах: от 0,01 до 0,10 (0-10%), достигая в отдельных случаях более высоких значений (0,14-0,20). Используя формулу (II) можно оценить глубины, на которых глины могли уплотниться до такой пористости. Для этого нужно пористость перевести в относительную пористость по формуле:

$$m'_{отн.} = \frac{m}{1-m} \quad (13).$$

При небольших значениях величины той или другой пористости мало отличаются (для $m = 0,10$ $m'_{отн.} = 0,11$; для $m = 0,05$ $m'_{отн.} = 0,053$).

Сначала определим глубину, исходя из эмпирических констант, полученных полевыми наблюдениями (табл.4I) для относительной пористости 0,11:

$$I. \lg H = \frac{1,84 - 0,11}{0,527} = 3,29; \quad H = 1950 \text{ м}$$

$$2. \rho_{\text{гН}} = \frac{I,70 - 0,11}{0,481} = 3,308; \text{H} = 2030 \text{ м}$$

$$3. \rho_{\text{гН}} = \frac{I,16 - 0,11}{0,317} = 3,320; \text{H} = 2090 \text{ м}$$

По этим расчетам для достижения указанной пористости достаточна средняя глубина 2000 м. Можно использовать также и преобразование эмпирической формулы (II), исходя из предложенного нами отношения $\frac{m' \text{отн.}}{\beta'}$, преобразование состоит в том, что обе части формулы (II) делим на β' и заменяем отношение $\frac{m' \text{отн.}}{\beta'}$ средней величиной этого отношения:

$$\frac{m' \text{отн.}}{\beta'} = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad (14)$$

отсюда:
$$\beta' = \frac{m' \text{отн.}}{3,28 - \rho_{\text{гН}}} \quad (15)$$

По таблице 4I β' колеблется от 0,317 до 0,942, среднее его значение 0,62, максимальное I. Имея измеренное значение m' и задаваясь значениями β' можно, используя формулу (15), определить вероятный интервал глубин.

При $\beta' = I$ формулу (15) можно представить так:

$$I = \frac{m \text{отн.}}{3,28 - \rho_{\text{гН}}}, \text{ откуда:}$$

$$m \text{отн.} = 3,28 - \rho_{\text{гН}} \quad (16)$$

Для значений $m \text{отн.}$, отмеченных в глинах мела и палеогена Юго-Западного Таджикистана (при $\beta' = I$) глубины будут следующие:

$$m \text{отн.} = 0,11; \quad 0,11 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1470 \text{ м};$$

$$m \text{отн.} = 0,05; \quad 0,05 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1700 \text{ м};$$

$$m \text{отн.} = 0,01; \quad 0,01 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1860 \text{ м};$$

При β' равном 0,62 (среднее значение) глубины для тех же значений $m \text{отн.}$:

$$m \text{отн.} = 0,11; \quad \frac{m \text{отн.}}{\beta'} = 0,018 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1820 \text{ м.}$$

$$m \text{отн.} = 0,05; \quad \frac{m \text{отн.}}{\beta'} = 0,0081 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1870 \text{ м.}$$

$$m \text{отн.} = 0,01; \quad \frac{m \text{отн.}}{\beta'} = 0,0016 = 3,28 - \rho_{\text{гН}}; \quad \text{H} = 1900 \text{ м.}$$

Как видно из этих вычислений, наибольший интервал глубин, соответствующий мало вероятному значению δ' , составляет около 400 м, а при δ' , равном среднему значению, составляет всего 80 м. Таким образом, исходя из формул (II) и (I5) и наблюдаемых значений пористости глин верхнего мела и палеогена, приходим к выводу, что уплотнение глин этих отложений происходило на глубинах не свыше 2000 м, т.е. если учесть, что общая мощность верхнего мела около 1000 - 1100 м, а палеогена 900 м (юг Таджикской депрессии), то к концу накопления палеогеновых отложений глины сеномана и турона были уже в значительной мере уплотнены, а поскольку уплотнение сопровождалось истечением поровых растворов, то и в основном обезвожены.

К началу накопления неогеновых отложений, создавших в относительно короткий геологический срок большую нагрузку на глинистый комплекс верхнего мела и палеогена (сузакские глины), показатель сжимаемости последнего (δ') значительно уменьшался. Его величину можно оценить, исходя из предполагаемого постоянства отношения $\frac{m \text{ отн.}}{\delta'}$ = 3,28. Если принимать наблюдаемую пористость глин за начальную, то справедливы следующие равенства:

$$\text{при } m \text{ отн.} = 0,11 \quad \delta' = 0,0329;$$

$$\text{при } m \text{ отн.} = 0,05 \quad \delta' = 0,0152;$$

$$\text{при } m \text{ отн.} = 0,01 \quad \delta' = 0,003;$$

то есть показатель сжимаемости уменьшился в 10 раз. Чтобы при таких условиях проявился дальнейший эффект уплотнения глин, необходима более значительная нагрузка, мощность глин и остаточная пористость.

Максимальная мощность глин верхнего мела приурочена к южным частям Сурханской и Вахшской синклиналиных зон, поэтому там и проявляются "аномальные" давления. Чтобы при $m \text{ отн.} = 0,11$ и коэффициенте $\delta' = 0,033$ произошло полное уплотнение ($m \text{ отн.} = 0$), мощность вышележащих отложений по формуле (II) должна быть порядка 2300 м. Таким образом, эффект уплотнения и возникновения "аномальных" давлений должен был проявиться там, где имелась достаточная мощность вышележащих отложений к началу антропогенного этапа текто-

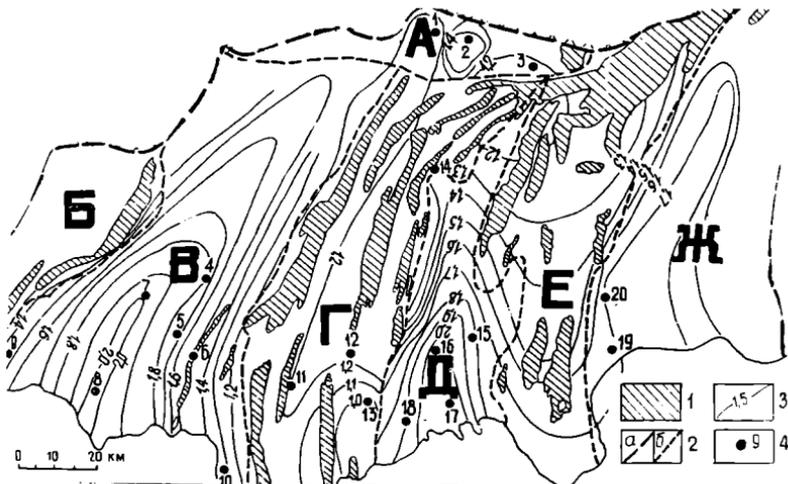
нической активизации. Эта мощность должна быть не менее 4300 м (2000 + 2300), а вероятно и более. Первоначальная (доантропогенная) мощность надмеловых отложений на структурах Ходжаказиан и Кызымчек не достигала указанной величины, на структуре Арыктау, Бештентяк едва достигала предельного значения, а на структурах Кызылтумшук, Акбаш, Донгуз превышала необходимую величину. Соответственно, на структурах Кызымчек и Ходжаказиан не отмечалось переливающих водопроявлений из отложений верхнего мела.

Анализировать распределение давлений консолидационного генезиса по площади можно несколькими способами. Во-первых, если рассматривать пьезометрические напоры, выраженные в метрах столба пластовой воды ($\gamma = 1,15 - 1,20$), то естественно, высота такого столба над плоскостью сравнения, как было сказано выше, будет прямо зависеть от глубины залегания "аномального" комплекса.

Уменьшение пьезометрических высот будет направлено в сторону от погружений к поднятиям. В качестве другого способа можно рассматривать распределение отношения $P_{пл.} / P_{гидр.}$

Выше было показано, что распределение коэффициента $P_{пл.} / P_{гидр.}$, после установления элизионного генезиса давлений, обладает определенной информативностью. В варианте распределения $P_{пл.} / P_{гидр.}$, представленном на схеме (рис.22)

участки каждого погружения Сурханской и Вахшской зон (Хаудаг, Учкисыл, Кызылтумшук и Кичикбель) совпадают с зонами максимумов проявления элизионных сил. Экстраполяция понижения коэффициента $P_{пл.} / P_{гидр.}$ к северу Сурханской зоны объясняется данными по северо-западному склону Бабатага и по Душанбинскому прогибу. В Душанбинском прогибе на фоне закономерностей, характерных для консолидированных систем, выявляется относительный максимум в районе м-я Комсомольское ($P_{пл.} / P_{гидр.} = 1,49$). Частное проявление элизионного режима, в целом для Душанбинского прогиба не характерное, на м-ии Комсомольское сочетается с резкой инверсией гидрохимического разреза при переходе от турон-сеноманских отложений к альбским.



Р и с . 22. Схема распределения коэффициента $R_{пл.}/R_{усл.гидр.}$ в верхнемеловых и альбских отложениях.

1 - выходы на поверхность коренных пород палеоцена, верхнего мела, нижнего мела, солей верхней юры;
 2 - границы: а - периметра Таджикской депрессии; б - тектонических зон: А - Душанбинский прогиб, В - Байсунская синклиналильная цепь, В - Сурханская синклиналильная зона, Г - Кафирнигезская антиклиналильная зона, Д - Вахшская синклиналильная зона, Е - Обигарская антиклиналильная зона, Ж - Кулябская синклиналильная зона.
 4 - изолинии коэффициента $R_{пл.}/R_{усл.гидр.}$; 5 - пункты фактического материала: 1 - Шаамбары, 2 - Комсомольское, 3 - Андыген, 4 - Ляльмикар, 5 - Коккайты, 6 - Актау, 7 - Хаудаг, 8 - Учкизыл, 9 - Каракурт, 10 - Карасырт, 11 - Арыктау, 12 - Южный Арыктау, 13 - Кызымчек, 14 - Аксу, 15 - Донгуз, 16 - Кызылтумшук, 17 - Кичикбель, 18 - Карадум, 19 - Саят, 20 - Танапчи-Кызылсу.

Особый интерес вызывает распределение седиментационных давлений в Кулябской синклиналильной зоне. На структуре Кизилсу-Танапчи $R_{пл.}/R_{усл.гидр.} = 1,6$, а на площадях Саят-Алимент это отношение равно 1,7. Основываясь только на этих данных по аналогии с Вахшской зоной, предлагается изображение изолиний с северным замыканием значений $R_{пл.}/R_{гидр.} = 1,6$ в зоне структур Бештентяк и Дегимахмуд (рис.22). Как сопоставить такое предположение с тем фактом, что на структуре

Бештентяк в гипсах акджарских слоев были отмечены давления с коэффициентом $P_{пл.}/P_{гидр.} = 2,07$. По моему мнению АВПД здесь возникли в результате гидравлической связи с элизионным комплексом верхнего мела. Глубину "очага" высоких давлений можно рассчитывать по формуле: $P_h = h_x \cdot K_{усл.} - (h_x - h) \cdot \gamma_v$, которая после преобразования принимает вид:

$$h_x = \frac{P - \gamma_v h}{K - \gamma_v}, \text{ где:}$$

h_x - искомая глубина, P - давление в точке замера, $K_{усл.}$ - в данном случае коэффициент $P_{пл.}/P_{гидр.}$; γ_v - удельный вес пластовой воды. Таким образом, расчетные глубины "очага" элизионных давлений в акджарских гипсах этой структуры выглядят следующим образом:

Т а б л и ц а 42

Расчетные глубины очага элизионных давлений

№ скв.	Глубина замера давлений, м	Давление кгс/см ²	Уд. вес воды	h_x для $P_{пл.}/P_{гидр.}$	
				1,6	1,7
4	2800	553	1,20	5430	4340
5	2787	575	1,20	6050	4840

Из расчетных данных можно предположить, что очаг находится в пределах глубин 4 до 6 км. Во всех вариантах глубинного строения Бештентяка, глубина залегания нижнего сенона-турона определяется не менее 4000 м. Это заставляет относить структуру Бештентяк к зоне давлений нормального генезиса по палеоценовым отложениям и считать проявления АВПД в акджаре экзотическим, а не закономерным явлением.

В целом схема распределения коэффициента $P_{пл.}/P_{гидр.}$ по площади свидетельствует о том, что только на структурах Хаудаг, Учкизыл, Кызылтумшук, Акбаш и Кичикбездь, элизионные силы в горизонтах верхнего мела достигает максимума, а на других участках их напряжение значительно меньше. Благоприятной тенденцией можно считать уменьшение элизионных сил в

верхнемеловых отложениях Кулябской зоны. Вместе с тем приведенная схема распределения коэффициента $R_{пл.}/R_{гидр.}$ не отражает закономерностей изменения АВПД в кимеридж-титонских отложениях.

Водопроявления при проходке солей кимеридж-титона встречались в Кафирниганской зоне (Ялгызак) и на западном склоне Бабатага (Далан и Сев.Курганча). Кроме того, на площади Боянгора ниже кровли соленосной свиты была вскрыта газовая залежь. Вместе с тем, не всегда при вскрытии солей отмечались притоки рассолов. Скв. I на Санглаке прошла около километра по соляному штоку без водопроявлений. С другой стороны, выбросы не обязательно связаны с нормально залегающими солями, поскольку на Бабатаге под нормально залегающими солями лежат поднадвиговые неогеновые отложения. Тектоническое положение соленосных отложений на Боянгоре и Ялгызак в настоящий момент неясно. Неизвестно также, в каком соотношении находятся рассолы в солях: то ли они связаны с доломитовыми прослоями, то ли они представляют собой межкристаллические растворы. Поскольку водопроявления были во время бурения, их параметры точно не измерялись. Известно, что в скв. I25 (Ялгызак) водопроявление началось на глубине 3550 м и давление на устье при этом поднялось до 250 кгс/см^2 , что при удельном весе рассола I,234 соответствует пластовому давлению 688–690 кгс/см^2 .

В скважине № 6 Боянгора при газопроявлении из интервала в 20 м ниже кровли солей кимеридж-титона давление на устье скважины достигало 560 кгс/см^2 . По формулам (10 г, д) можно рассчитать ожидаемое давление в двух вышеприведенных случаях:

Т а б л и ц а 43

Расчетные фактические давления
в солях кимеридж-титона

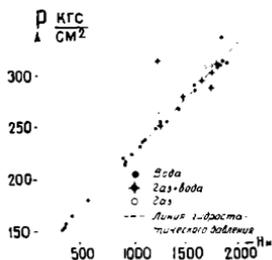
Площадь	Глубина проявления, м	Абс. отметка, м	Ожидаем. пласт. давление кгс/см^2	Фактическое пластовое давление, кгс/см^2
Ялгызак	3550	-2984	704	688–690
Боянгора	3300	-2569	618	560 на устье, с учетом столба газа в скв. Р _{пл.} = 600–620

Таким образом, давление в кимеридж-титоне подчиняется закономерности, выведенной для "аномального" комплекса пород верхнего мела.

Вероятным нам представляется предположение о том, что в Кулябской и Обигармской зонах характер проявлений в солях кимеридж-титона будет отличен от других частей депрессии. Это предположение основывается на том, что в этих районах сильно развит соляной диапиризм и обширные солепроявления свидетельствуют о гидростатической разгрузке кимеридж-титона.

3. Пластовые давления, связанные с консолидированными системами палеоген-сенона

Пластовые давления в консолидированных системах определяются по глубине пропорционально удельному весу вод, а не пород. Уплотнение водоупоров почти не сказывается на их распределении. В основном этот тип давлений приурочен к карбонатной толще палеоцена-маастрихта, эоценовым горизонтам и карбонатам юры. Нужно учесть также, что элизионный режим больше всего проявляется на юге рассматриваемой территории, а в Душанбинском прогибе он почти не проявляется, в связи с чем меловые отложения можно рассматривать как консолидированные. Например, на м-ии Шаамбары все давления от юрских до неогеновых с удовлетворительным приближением описываются формулой $P = 119 - 0,103H$, и условный удельный вес даже несколько меньше удельного веса пластовых вод мезозоя (рис.23). То же самое можно сказать про давления в отложениях от неогена до сенона м-я Комсомольское. На этом месторождении уверенно выделяются два комплекса по давлениям: мезозойский

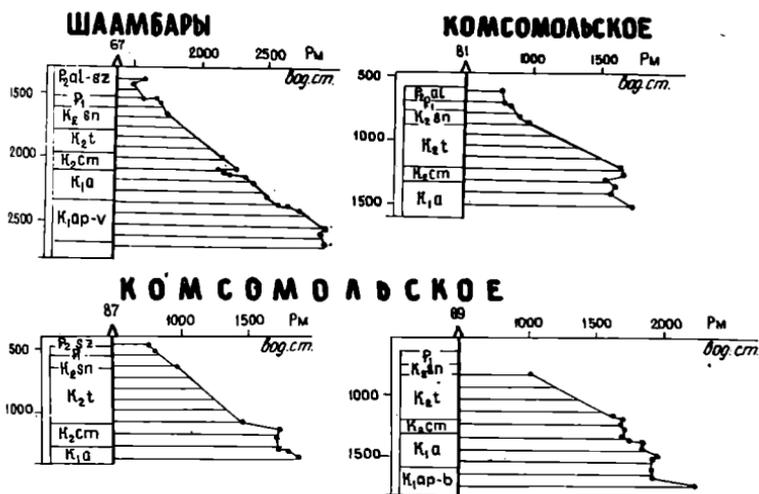


Р и с. 23. График пластовых давлений воды и газа на месторождении Шаамбары

и сеноц-неогеновый. Причем в мезозойском комплексе величина вертикального градиента давления (1,23) уже превышает величину удельного веса пластовых вод, которая колеблется от 1,000 до 1,11 (рис.24). Такое же явление отмечается и на структурах Андыген и Гумбулак, где вскрыты только мезозойские отложения. В конкретных условиях Душанбинского прогиба, в условиях непосредственной близости обнажений коренных пород и явных признаков инфильтрации относительное повышение вертикального градиента скорее всего связано с тем, что в области инфильтрации самое высокое положение занимают юрские отложения, а затем уже меловые и палеогеновые.

На м-ии Шаамбары не наблюдается превышения величины условного удельного веса над фактическим вследствие того, что мезозойские отложения на этой структуре не подверглись процессам инфильтрации. Дифференциация разреза на комплексы или зоны по вертикали в пределах "консолидированных" давлений довольно затруднительна и часто связана с локальными условиями.

В Душанбинском прогибе все кайнозойские отложения объединены общим законом распределения давления; рисунок 24 показывает, что в единый комплекс объединены также кайнозойские отложения северо-западного склона Бабатага. Сходство вертикального распределения давлений и близость их величин в Душанбинском прогибе и северном Бабатаге отмечалась нами ранее (Гидрогеологические условия ..., 1973). В Вахшском прогибе в карбонатной формации палеоцена-маастрихта существует энергетический потенциал, направленный от низов формации к ее верхам; иными словами приведенное давление в маастрихт-анджарских горизонтах несколько выше, чем в бухарских. Та же самая картина наблюдается на структуре Каракурт в юго-восточной части Сурхандарьинской синклиналиной зоны. В отдельных случаях отмечается относительное повышение давления в алайском горизонте по отношению к бухарским (Кзыл-тумшук, Каракурт, Бештентяк). Особенно сильно это выражено на м-ии Бештентяк, где приведенные давления на отметке минус 800 распределяются так: сумсарский горизонт - 243 кгс/см^2 ; алайский - $286,4 \text{ кгс/см}^2$; бухарские слои - 246 кгс/см^2 . По линии Бештентяк-Гульдара, где обнажения эоцена и палеоцена

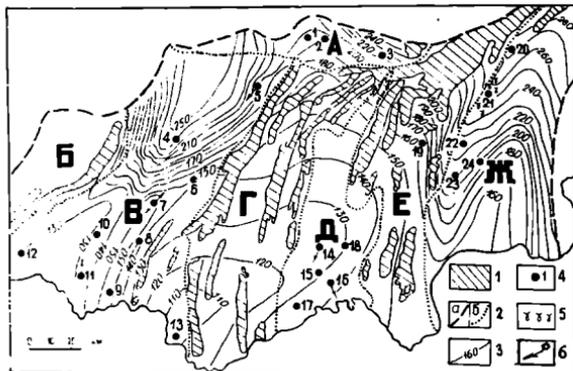


Р и с. 25. Сопоставление эпюр давлений по скважинам площадей Душанбинского прогиба

лишенные пластовой энергии. Однако, это не совсем точно, так как активные водопроявления из палеоцена в ненарушенном залегании наблюдались при бурении структурных скважин на Джэтымтау (северо-восток Кафирниганской зоны поднятий), а также на площади Дангара в котловине внутри Обитармской зоны поднятий. Указанные факты дают основание предполагать, что в консолидированных отложениях палеоцен-маастрихта даже в антиклинальных зонах сохраняется активная гидравлическая обстановка при условии их нормального залегания.

Вертикальная стратификация давлений также связана с фильтрационными свойствами пород. Например, сопоставление пьезограмм по скважинам м-я Комсомольское показывает приуроченность относительного понижения давлений к одному и тому же горизонту (рис.25). В данном примере отражаются, вероятно, значения начального гидравлического градиента.

Создание общей картины приведенных давлений для консолидированных отложений требует решения вопроса о возможности интерполяции между точками, расположенными в разных тектонических элементах. Если отвлечься от концепций филь-



Р и с. 26 Схема распределения приведенных давлений (-800 м) в консолидированных резервуарах палеоценовых отложений.

1 - выходы на поверхность палеоцен-меловых пород; 2 - границы: а - Таджикской депрессии, б - тектонических элементов (см. рис. 22); 3 - гидроизо-
 бары на отметке минус 800, кгс/см²; 4 - пункты
 анизотропического материала; 5 - области проявления аномальных давлений в нижней части акджарских слоев; 6 - направление наклона ВНК. Пункты ф а к т и ч е с -
 и о г о материала: 1 - Изамбары, 2 - Комсомольское,
 3 - Андигон, 4 - Миршады, 5 - Курганча, 6 - Коштар,
 7 - Ляльмикар, 8 - Кокады, 9 - Джейранхана, 10 -
 Дарда, 11 - Учкизыл, 12 - Каракурт, 13 - Карасурт,
 14 - Кызылтумшук, 15 - Акбзы, 16 - Кичикбель, 17 -
 Карадум-Карабура, 18 - Донгуз, 19 - Дангара, 20 -
 Гульдара, 21 - Бештентяк, 22 - Кызылсу, 23 - Танапчи,
 24 - Южный Пушион.

трационного потока, то интерполяция допустима. В этом случае в результате интерполяции создается картина поля гидростатических давлений и каждая точка рассматривается как изолированный цилиндр (см. теоретические предпосылки). Приведение давлений по методике А.А. Силына-Бекчурина в данном случае не подходит, поскольку, во-первых, оно применимо только в конвекции фильтрационного потока, а во-вторых, для таких расчетов необходимы данные об удельном весе на переходных точках в самых глубоких участках комплекса или горизонта (Настильф, 1965).

Наибольшее количество данных о давлениях имеется по палеоцен-магистратской формации, которую мы выбрали для

составления региональной схемы поля давлений. На участках отсутствия карбонатной формации (Гульбиста, Андиген, Кижинь Гумбулак) в интерполяцию включались давления по меловым горизонтам. В качестве отметки приведения мы выбрали минус 800 м, так как она лежит в середине изученного интервала абсолютных отметок залегания палеоцен-маастрихтской формации (от +900 на Гульдаре до -2500 на Бештентяке). При приведении, исходя из представления об изолированных цилиндрах, разница приведенных давлений является функцией абсолютной глубины. Поэтому построенная схема поля давлений (рис.26) отражает только выбранный срез (-800 м). Однако расчеты до отметки -2500 м (табл.44), сделанные без учета изменения удельного веса с глубиной, показывают, что в основном картина поля давлений не меняется. Основная черта распределения давлений заключается в том, что приведенные давления в обоих чертах связаны с гипсометрией поверхности. Можно сразу отметить, что приведенные давления Душанбинского прогиба, Северного Бабатага и Кулябского прогиба близки по величинам, так же как и абсолютные отметки поверхности на этих участках. Такая же близость замечается и для юга Сурханской и Лакской зон. Субмеридиональные хребты, по всей вероятности, не играют значительной роли в формировании поля давлений.

В книге "Основы гидрогеологических расчетов" (1968) приводится механизм формирования пьезометрической поверхности, при котором гипсометрия рельефа как бы контролирует приведенные давления. Распределение гидроизобаз на отметке минус 800 м не противоречит также и представлениям об инфильтрационном механизме, поскольку субмеридиональное направление антиклиналей, разделяющих прогибы, не препятствует продвижению инфильтрационных напоров с севера и северо-востока.

На фоне общего снижения приведенных давлений с севера и северо-востока на юг и юго-восток выделяются два крутихих "максимума" в районе структуры Миршад и в районе структурной линии Бештентяк-Гульдара^{х)}. Вероятно именно здесь играет

х) По Бештентяку не включались в интерполяцию АМД в известняковых отложениях.

Закономерности распределения давлений в
относительно консолидированных отложениях

Структура	Возраст	Уравнения давлений	Давление на -800м	отметке -2500м
1	2	3	4	5
Д о н г у з	$K_2^m - P$	$P=44,9 - 0,108H$	I31	314
		$P=39,3 - 0,112H$	I28	319
А к б а ш	$K_2^m - P$	$P=30,3 - 0,109H$	II7	302
		$P=40,0 - 0,1125H$	I30	321
Кичикбелъ	P_1	$P=45,9 - 0,104H$	I29	305
Кызылтумшук	P_1	$P=40 - 0,1075H$	I26	308
		$P=46 - 0,1124H$	I35	327
Карабура	$K_2^m - P_1$	$P=32,7 - 0,116H$	I25	323
		$P=28,7 - 0,111H$	II7	306
Карасырт	$K_2^m - P_1$	$P = 31 - 1,012H$	II0-II2	284
Ляльмикар	P_1^{bch}	$P=42 - 0,1035H$	I25	-
		$P=74 - 0,1035H$	I56	332
Кокайтъ	—	$P=54 - 0,104H$	I37	314
Джейранхане	—	$P=70 - 0,100H$	I50	320
Аккурган	—	$P=53,5 - 0,1096H$	I41	327
Хаудаг	—	$P=46,6 - 0,1096H$	I34	320
Учкизыл- Старый Тер- мес	—	$P=46 - 0,1015H$	I27	300
Каракурт	$K_2^m - P_1$	$P=22 - 0,109H$	I09	294
		$P=45 - 0,107H$	I30	312
Курганча	$P_1 - P_2$	$P=113,2 - 0,1032H$	I95	371
Юж.Курганча Далав, Шур- булак, зап. блок Сев. Курганчи	$P_1 - P_2$	$P=134 - 0,105H$	218	386

1	2	3	4	5
Шаамбары	J-N	P=119 - 0,103H	201	376
Комсомольское	$K_2^{sn}-N$	P=112,2 - 0,1022H P=135,1 - 0,1232H	193 210	367 443
Гульбиста- Андыген	J-K	P=150 - 0,100H	230	400
Орджоникидзе- абад	J-K	P=123 - 0,112H	212	403
Важный Гум- булак	J-K	P=140,5 - 0,128H	242	460
Кызылсу- Танапчи	J-K	P=128 - 0,112H	217	408
Важный Пушион	$K_2^m-P_1$	P=91 - 0,11H	179	366
Бештентяк	P_1^{bch}	P=153 - 0,112H	242	433
Гульдара	— —	P=192 - 0,103H	274	449
Каракурт	— —	P=41 - 0,104H	124	301
Ляльмикар	P_2^{al}	P=75 - 0,1014H	156	328
Кызылтумшук	— —	P=51 - 0,1020H	132	276
Карабура	— —	P=38 - 0,1045H	121	299
Бештентяк	— —	P=200 - 0,108H	286	470
Бештентяк	P_2^{sm}	P=156 - 0,112H	243	436
Гульдара	P_2^{al}	P=192 - 0,103H	274	434

роль активное продвижение напора от области их создания в районе выходов пород на поверхность по наиболее благоприятным проницаемым зонам. Наиболее уверенно зона пьезометрического минимума намечается в участке структур Карасырт и Амударьинская. Что касается пла Сурханской зоны, то там картина несколько осложняется и в пределах относительно небольшой разницы приведенных давлений (от 130 до 150) рисуется слабо выраженный максимум в районе структур Джейранхана и Ляльмикар. При расчете до более глубоких отметок этот "максимум" сглаживается и в некоторых работах он не отмечается (Талипов, 1965). Однако данные по сравнению состава вод структур Кокаиты и Джейранхана явно говорят об исключительно активной инфильтрации пресных вод на большую глубину со стороны поднятий Северного Афганистана с образованием

гипсометрической инверсии плотностей пластовых вод (Готги́лф, Афанасьева, 1965). "Максимум" приведенных давлений в данном случае отражает удельную силу всплывания пресных вод в более минерализованной среде.

Изображение гидроизопъез в Кулябской зоне, кроме незамкнутого максимума на западе, предполагает частичное влияние со стороны массива Дарваз; центральная же часть прогиба характеризуется относительным понижением приведенных давлений.

Определенного соответствия между распределением давлений по площади и наклоном БНК и ГВК не наблюдается. Если исходить из положения, что гидроизопъезы отражают наличие движения, то наклоны БНК должны быть направлены по линиям тока, т.е. перпендикулярно изолиниям давления и в сторону понижения последнего. На рис.26 показаны направления наклонов БНК по Э.М.Подольской (1973). Если сравнить их с изолиниями приведенных давлений, то выясняется, что на м-ях Шаамбары, Курганча, Ляльмикар, Учкизык и Амударьинское наклоны БНК направлены вдоль изопъез. На м-ях Кызылтумшук и Кичикбель направление наклона БНК и изолинии давления расходятся под острыми углами.

Указанное обстоятельство совпадает с нашим предположением о том, что иногда линии равных приведенных давлений, а не перпендикулярные им линии тока, характеризуют истинное направление выравнивания давлений. Это выравнивание происходит вдоль субмеридиональных осей антиклинальных линий (Готги́лф, Афанасьева, 1965) и, следовательно, вдоль них и происходит смещение БНК. Связь между зонами относительно низких значений приведенных давлений и расположением залежей для Таджикской депрессии можно трактовать довольно свободно, поскольку эти зоны (пъезометрические минимумы) весьма обширны и незамкнуты. Пожалуй, больше всех к явному минимуму приурочено м-е Амударьинское. Северная Курганча также ограничена сравнительным повышением давлений на севере, юге и западе.

Более четко выявляется роль сравнительно пониженных приведенных давлений в вертикальном распределении залежей. Так, весь палеоцен-сенонский комплекс в Вахшской, Сурханской и Кулябской зонах находится в зоне пониженных давлений по

отношению к турон-сеноманскому.

Распределение пластовых давлений, связанных с консолидированными и неконсолидированными системами, заметно влияет на дифференциацию по вертикали, а возможно и по площади скоплений нефти и газа.

Дифференциация по вертикали даже внутри палеогена тоже имеет значение при распределении скоплений нефти и газа. Например, скопления нефти на м-ях Кичикбель, Акбаш, Кызылтумшук, Бештентяк, Коштар, Амударьинское, Хаудаг, Учкизыл и Кокайты приурочены к верхней части палеогена, гидростатический потенциал которой наиболее низкий.

В нижней части консолидированной формации палеоцена-маастрихта имеются только газовые залежи. Генезис этих залежей связан с миграцией газа из верхнемеловых отложений (коньяк-турон), о чем сказано в главе VI.

Очень четко с гидростатическим потенциалом связано распределение нефтяных залежей на месторождении Бештентяк, где они приурочены к бухарским и сунсарским слоям, у которых одинаковое приведенное давление, и отсутствуют в алайских слоях, отличающихся относительно повышенным приведенным давлением.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Материалом для геотермической характеристики мезозойских и кайнозойских отложений Таджикской депрессии послужили точечные замеры температур, а также термометрические измерения в скважинах, простоявших не менее 20 суток. Эти данные позволили наметить основные тенденции изменения геотермического градиента по стратиграфическим интервалам и по площади, распределение температур по глубинам, связь температур с пластовыми давлениями, а также ориентировочно определить этапы процессов нефтегазообразования для конкретных условий Таджикской депрессии. Геотермическими исследованиями охарактеризованы все тектонические зоны за исключением Обигармской антиклинальной зоны.

Г е о т е р м и ч е с к и й г р а д и е н т . Наибольшие значения геотермического градиента приурочены к Душанбинскому прогибу, Вахшской и Сурханской синклинальным зонам (рис.27, А, табл.45).

Т а б л и ц а 45

Средние значения геотермического градиента
Таджикской депрессии

Площадь	Интервал глубин, м (Н ₁ , Н ₂)	Температура, °С		Градиент, $\frac{^{\circ}\text{C}}{100\text{м}}$ $\frac{t_2 - t_1}{H_2 - H_1}$
		начальная (t ₁)	конечная (t ₂)	
1	2	3	4	5
Кызимчек	150-4700	22	130	2,4 ж
Бабатаг	100-2330	26,5	69,5	1,9 ж
Курганча	880-1660	42	62,5	2,6 ж ж
Кызылтушук	100-1000	25,5	58,5	3,6 ж
Донгуз	500-2540	45,5	83	1,8 ж
Кичикбель	100-1400	30,5	68	2,8 ж
Яван	100-4220	28	114	2,1 ж
Шаамбары	100-2900	21	122	3,6 ж

1	2	3	4	5
Комсомольская	100-2220	18	103	4,0 ж
Андыген	100-1800	26	72	2,7 ж
Кызылсу	1030-3035	43	102	2,9 ж ж
Боянгора x	600		45	4,0 ж
Актау	50-1946	23,7	65	2,1 ж
Коштар	50-2966	35,9	96,6	2,2 ж
Амударьинская	300-1200	52,0	30	2,4 ж

Для месторождений Курганча, Кичикбель и Андыген, расположенных в различных тектонических зонах, характерны близкие значения геотермического градиента (от 2,6 до 2,9⁰С/100м). В область наиболее низких его значений попадает северная часть Кафирниганской зоны и восточная часть Вахшской. Близкие значения геотермического градиента (от 2,1 до 2,4⁰С/100м) отмечены также для структур Сурханской и северной части Вахшской зоны. По характеру распределения градиента можно предположить, что вся Обигарская зона тоже попадает в область пониженных его значений. Средний градиент для структур Кулябской синклинальной зоны (Бештентяк, Кызылсу) составляет 3⁰С/100м.

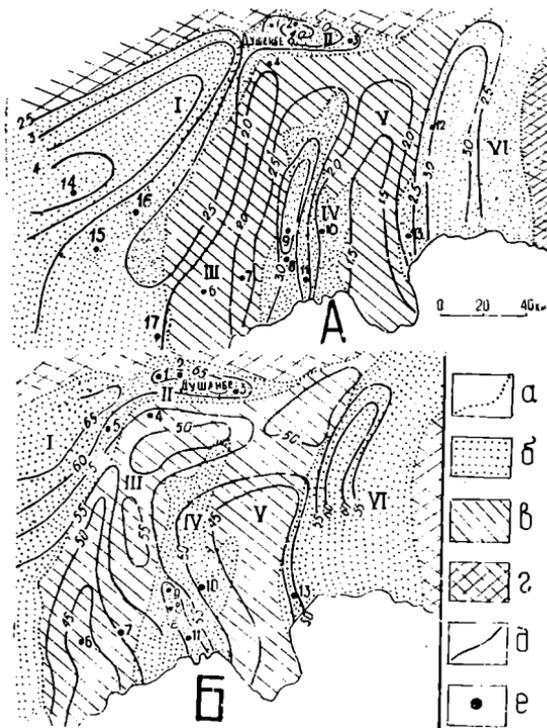
О характере изменения температур с глубиной дает представление пучок термограмм (рис.28). Из рисунка видно, что, начиная с глубины 350 м, температура на м-ях Кичикбель и Кызылтумшук выше, чем на м-ях Душанбинского прогиба. Наклон термограмм позволяет предполагать, что эта разница сохранится и на глубинах свыше 1500 м (ниже этой отметки температуры на Кичикбеле и Кызылтумшук не изучены). Для структуры Донгуз низкому градиенту соответствуют относительно низкие темпера-

Примечание: ж - электротермометрия
ж ж - точечные замеры

1) Температурные данные по Сурханской зоне приводятся по Ю.А.Зуеву и З.Насретдинову.

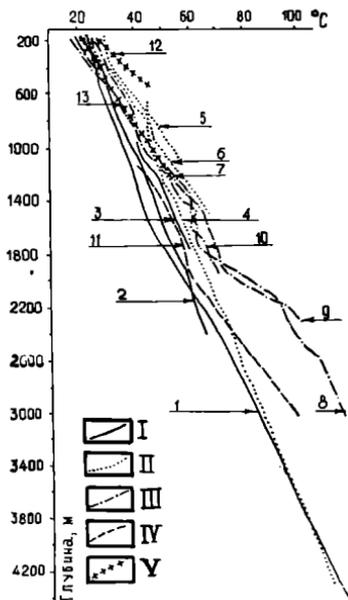
туры на глубинах, начиная с 2000 м. По своей характеристике она с увеличением глубины приближается к характеристике на структуре Кызымчек, а также к структурам Курганча и Кызылсу. Конфигурация термограмм структур Душанбинского прогиба в пределах глубин 750–1800 м имеет большое сходство. Следует отметить при этом, что указанные глубинные интервалы сходства геотермической характеристики имеют разное стратиграфическое положение, поскольку три указанных месторождения расположены на разных гипсометрических отметках.

Распределение температур по площади. Геотермическая характеристика территории в плане дополняется схемой изотерм на абсолютной отметке минус 500 м (рис. 27 Б). Зоны температурных минимумов приходятся на южные части Кафирнигаанской и Обигармской зон, а максимумы — на Душанбинский прогиб и Вахшскую зону. Сравнение распределения в плане геотермических градиентов и температур указывает на совпадение участков максимумов и менее уверенное совпадение участков минимумов. Природу относительных максимумов температур и градиентов можно объяснить, исходя из предположения, что они связаны с близостью базального термического горизонта, которым может являться фундамент. В Душанбинском прогибе это предположение доказывается фактом вскрытия палеозойских пород. При этом нужно отметить, что небольшое относительное понижение температуры (см. рис. 27 Б) на месторождении Комсомольское связано с наличием толщи пермотриасовых молассовых отложений, залегающих между юрскими породами и кристаллическим фундаментом. Правомерно предположить, что район структурной линии Кызылтумшук–Акбаш–Кичик-белъ соответствует относительному поднятию термического базального горизонта. Минимумы температур и градиентов, в свою очередь, могут быть связаны с депрессиями фундамента или повышенной теплоотдачей, вследствие большого числа разрывных нарушений. Для участков Донгуз и Кызылсу можно предполагать, что геотермические минимумы связаны именно с погружением фундамента, поскольку на этих участках наблюдаются аномально высокие пластовые давления, наличие которых трудно увязать с тепловой разгруженностью. Аналогичное предположение можно высказать и в отношении площади Саят, так как аномально вы-



Р и с. 27. Схематические карты распределения суммарного геотермического градиента (А) и температур на срезе микус 500 м (Б)

а - границы тектонических зон: I - Сурханская синклиналичная зона, II - Душанбинский прогиб, III - Кафирниганская антиклиналичная зона, IV - Вахшская синклиналичная зона, V - Обитаргская антиклиналичная зона, VI - Кулябская синклиналичная зона; б - синклиналичные зоны и прогибы; в - антиклиналичные зоны; г - палеозойское обрамление; д - изолинии градиентов и температур; е - площади и структуры, где проводились геотермические наблюдения: I - Шаамбары, 2 - Комсомольское, 3 - Андыген, 4 - Бабатаг, 5 - Курганча, 6 - Ходжаказиан, 7 - Кызимчек, 8 - Акбаш, 9 - Кызылтумшук, 10 - Донгуз, 11 - Кичикбель, 12 - Кызылсу, 13 - Саят, 14 - Боянгора, 15 - Актау, 16 - Коштар, 17 - Амударьинское.

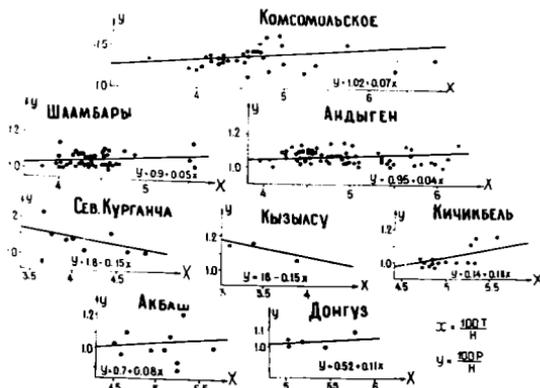


Р и с. 28. Сводный пучок геотермограмм структур и разведочных площадей Таджикской депрессии

Тектонические зоны: I - Кафирниганская антиклинальная зона, II - Вахшская синклинальная зона, III - Душанбинский прогиб, IV - Кудябская синклинальная зона, V - Сурганская синклинальная зона.
 Структуры: I - Кызымчек, 2 - Баабатаг, 3 - Курганча, 4 - Донгуз (до гл. 2540 м), Яван, 5 - Кызылтумшук, 6 - Кичикобель, 7 - Акбаш, 8 - Шаамбары, 9 - Комсомольское, 10 - Андыген, 11 - Кызылсу, 12 - Боянгора, 13 - Коштар.

сокие пластовые давления в альбских отложениях здесь не свидетельствуют в пользу большой теплоотдачи.

Влияние тектонических нарушений на температуры можно проследить на примере м-я Бештентяк. Фактический геотермический градиент на месторождении колеблется от 2,9 до 3,3,9°C/100м, а температуры на срезе минус 500 м от 55 до 70°C. При этом наблюдается большая разница между геотермической характеристикой автохтона (градиент равен 2,9; $T_{-500м} = 55^{\circ}\text{C}$) и аллохтона (градиент равен 3,9; $T_{-500м} = 70^{\circ}\text{C}$) для одного и того же горизонта (алайские слои). Градиент и приведенная к срезу температура алайских слоев в скв. I (1090-1055 м) также намного выше, чем таковые для бухарских слоев (градиент 3,1°C/100 м, $T_{-500} = 59^{\circ}\text{C}$). Этот факт подтверждает предположение о гидравлической связи алайского горизонта с глубинным очагом давлений и температур по субмеридиональному нарушению. Влияние глубинного очага, под-



Р и с. 29 Графики взаимосвязи температур и давлений

тверждающееся данными по составу газов (относительное увеличение He , Ar и появление свободного водорода) сказывается также на площади Кызылсу, где в скв. 8 в маастрикте наблюдается скачок температур ($T_{500\text{м}} = 60^\circ\text{C}$) и градиента (3,5–3,8).

Связь температур и давлений. В самом общем виде эта связь выражается в том, что участкам с пониженным энергетическим потенциалом, в которых наблюдается отсутствие или слабые притоки воды при вскрытии мезозойских отложений, соответствуют пониженные температуры и пониженный градиент (Кафирниганская зона). Связь температур и давлений можно выразить графиком зависимости $y = f(x)$, где $y = 100P/h$, $x = 100T/h$ (h – глубина; коэффициенты 10 и 100 выбраны для удобства построения).

Для м-й Шаамбары, Комсомольское и Андыген (рис.29) характерны почти одинаковые прямолинейные зависимости, выражаемые уравнением $y = a + Kx$, где $a = 1$, $K = 0,06$ (K – тангенс угла наклона прямой). Для структур Кызылсу и Курганча, на которых активная динамическая обстановка сочетается с невысоким и пониженным геотермическим градиентом, характерна обратная прямолинейная зависимость, выражаемая уравнением: $y = a - Kx$, где $a = 1,8$, $K = 0,15$. На структурах Вахшской зоны эти связи

выражены слабее, но намечаются прямолинейные зависимости (рис.29). Для аномальных давлений верхнемеловых отложений наблюдается слабо выраженная обратная прямолинейная зависимость: $y = 2,32 - 0,11x$.

Указанные формулы можно преобразовать для вычисления одного из параметров:

$$\frac{IOP}{h} = a + K \frac{IOOT}{h}, \text{ откуда } P = \frac{h}{10} a + IOKT$$

Например, для структуры Кичикбель характерна зависимость:

$$P = 0,014h + 1,8T$$

Для структуры Акбаш:

$$P = 0,07h + 0,8T$$

Для палеоцена структуры Донгуз:

$$P = 0,05h + 1,17T.$$

Если экстраполировать эти зависимости на Кафирниганскую зону, то по данным о глубине и температуре можно ориентировочно определить давление. Например, в скв.124 площади Кызымчек на глубине 4700 м и при температуре 130°C по трем последним формулам оно соответственно должно быть равно 299, 432 и 378 кгс/см². Такая оценка вполне достаточна, чтобы установить, что перелива в этой скважине не будет, так как в самом оптимистичном варианте уровень остановится на глубине 400 м от устья скважины.

По выводам В.Д.Наливкина, Г.П.Евсеева, И.А.Зеличенко, изучавших характер нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна на основе анализа процессов преобразования органического вещества (Роль процессов преобразования ..., 1969), процессы нефтегазообразования начинают интенсивно протекать при температурах от 70 до 100°C, причем для сапропелито-гумитов максимум достигается при 75-80°C, а сапропелиты дают уже значительное количество углеводородов при 50°C. В интервале 50-100°C образуются, в основном, нормальные тяжелые нефти и газы. При температурах свыше 100°C процессы генерации продолжаются, достигая второго максимума при 115°C, но при этом сопровождаются метаморфизацией тяжелых нефтей в легкие, а в интервале 150-200°C преобладают уже процессы метаморфизации и деструкции сложных углеводородов в более простые.

Определение палеотемпературных условий, разумеется, представляет определенные трудности. Однако, бесспорен тот факт, что относительно рыхлые и молодые отложения неогена обладают меньшим температурным градиентом, чем уплотненные более древние отложения палеогена и мезозоя. Отложения мезозоя и палеогена в начальные этапы своей эволюции тоже вряд ли обладали градиентом большим, чем современный. Если исходить из современной его величины, то предполагаемые глубины начальной генерации углеводородов не будут заниженными.

Величины современного градиента колеблются от 1,8 до 4, в среднем равняются $2,9^{\circ}\text{C}/100$ м. С учетом среднегодовой температуры (15°C), можно определить глубины первого (80°C) и второго (115°C) максимумов генерации. Эти глубины соответственно будут равны 2240 и 3450 м. Для юга рассматриваемого региона первая глубина соответствует времени накопления нижнего мела, т.е. к этому времени генерация могла начаться в низах юрских отложений. Для Душанбинского прогиба первая глубина соответствует уже неогеновому времени, так как суммарная мощность мезозоя и палеогена там порядка 1400–1500 м. Что же касается палеогеновых и верхнемеловых отложений, то и на юге территории, и в Душанбинском прогибе первый максимум генерации мог возникнуть не раньше неогенового времени (табл.46).

Т а б л и ц а 46

Мощности основных стратиграфических подразделений
(тыс.м)

Зона	неоген	палеоген	в. мел	н. мел	юра
Сурханская, Вахшская, Кафирниганская	3 - 5	1,0	0,9	1,0	1,4
Душанбинская	4 - 5	0,25	0,5	0,65	0,25

Таким образом, приходим к выводу, что первая генерация началась в нижней части юрских отложений в альбское время и продвигалась вверх по стратиграфическому разрезу в течение периода от альба до неогена. За указанный период должно было

также происходит движение этой фазы с юга на север в одновозрастном интервале. Разумеется, предполагаемая картина должна быть верна при достоверности исходных посылок.

В работе Е.В.Лебзина, Т.А.Сафранова, Ю.А.Воскресенской (1975), на основе анализа палеоглубинных и палеотемпературных условий развития процессов нефтегазообразования в осадочных толщах мезозойских и палеогеновых отложений Афгано-Таджикской впадины, установлено, что в наиболее прогнутых частях исследуемой территории главная фаза нефтегазообразования (ГФН) в юрской и нижнемеловой НГПТ проявилась в платформенном этапе геологической истории, существовавшей здесь в мезозойско-палеогеновое время. В НГПТ верхнемеловых и палеогеновых отложений ГФН достигла уровня развития процессов эмиграции углеводородов в постплатформенный орогенический этап, связанный с неоген-антропогеновым временем. С ним же связаны и процессы переформирования и разрушения существующих залежей нефти и газа.

ГАЗОГИДРОХИМИЧЕСКИЕ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ВОДАМ ВЕРХНЕЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Гидрохимические нефтегазопищковые исследования по водам верхней гидродинамической зоны впервые были проведены еще в 1938–1941 годах под руководством В.А.Сулина. В дальнейшем они были усовершенствованы за счет привлечения в комплекс наблюдений растворенных газов, углеводородокисляющих бактерий, радиоактивных элементов, водорастворенного органического вещества и пр.

В разных модификациях газогидрохимические исследования с газонефтепоисковыми целями проводились почти во всех районах СССР и имели разный успех. В Таджикистане они в небольшом объеме применяются с 1966 г.. Исследования ведутся в основном по выходам вод в источниках, по артезианским скважинам и реже по колодцам. Исследования имеют преимущественно рекогносцировочный характер с составлением мелкомасштабных карт (Методы обработки и интерпретации результатов гидрогеологических исследований ..., 1972).

1. Формирование химического состава вод верхней гидродинамической зоны

Состав вод верхней гидродинамической зоны Таджикской депрессии определяется тремя факторами: вертикальной климатической зональностью, составом дренируемых пород и связью с пластовыми водами седиментационного и отчасти постседиментационного происхождения.

Вертикальная климатическая зональность в значительной степени определяет площадное распределение нисходящих источников. Основные области аккумуляции атмосферной влаги расположены в горном обрамлении территории, причем наиболее интенсивное накопление осадков наблюдается по северной и восточной частям. Здесь высоты гор достигают 4000–5500 м и начинаются все главные реки: Кафирниган, Иляк, Сурхоб и Обихингоу, Кызылсу и Яксу. Юго-западные отроги Гиссара, в северной части которых начинается река Сурхандарья, имеют меньшее значение в водном питании территории. Рассматривая водообильность самой депрессии (модуль

родникового стока), можно отметить, что она также имеет наибольшие величины на северо-востоке и востоке (северная часть Кулябской зоны в бассейне реки Яхсу, Обимазар и Кнэылсу), а на юге Кулябской зоны количество источников и водотоков резко снижается. Если не считать реки Бахша, то совсем безводной представляется Бахшская зона. Ее северная часть (Иванская долина) только сравнительно недавно была орошена при помощи водоводного тоннеля, доставившего воду из верхнего течения р. Бахш. Очень засушливыми и маловодными являются южные части Обигармской и Кафирниганской антиклинальных зон, а также почти вся Сурханская синклиналичная зона, за исключением своей северной части, примыкающей непосредственно к Душанбинскому прогибу (Гиссарской долине). Северный борт Душанбинского прогиба водообилен. До некоторой степени состав поверхностных вод определяется этой зональностью. Область пресных вод примерно совпадает с областью наибольшего модуля родникового стока и располагается соответственно на севере, северо-востоке и востоке, причем наиболее обширный по площади участок приходится на восточную и северо-восточную части Кулябской зоны (бассейны рек Обимазар и Яхсу). Здесь развиты гидрокарбонатные и сульфатные кальциево-магнелиевые воды с концентрацией от 0,1 до 1 г/л. Если пользоваться генетическими классификациями, то эти воды имеют весьма пестрый состав от ГКН до ХМ типа В.А.Сулина. В направлении на запад и юго-запад минерализация вод источников увеличивается. Уже в западной, и особенно в южной части Кулябского прогиба наблюдается увеличение минерализации вод источников и водотоков свыше 2 г/л, а на территории Обигармской, Бахшской, Кафирниганской и южной части Сурханской зон преобладает минерализация вод источников и колодцев порядка 3-5 г/л при общем снижении модуля родникового стока. Отдельные участки приурочены к сухим долинам, где концентрация солей в приповерхностной воде достигает 10-35 г/л. Источниками пресной воды здесь являются реки Бахш, Кафирниган и Сурхандарья.

Вертикальная климатическая зональность определяет состав вод лишь отчасти. Значительную роль играет наличие в дренируемых породах легкорастворимых солей. Верхняя гидродинамическая зона охватывает весь комплекс слагающих депрессию пород: от палеозойских отложений в обрамлении до новейших осадков в долинах.

Воды, дренирующие кору выветривания интрузивных пород, палеозойские обрамления, конгломераты пермотриаса и терригенные породы юры, как правило, пресные, их минерализация менее 1 г/л. Источники, связанные с карбонатными образованиями юры, также характеризуются невысокой минерализацией. При водопроявлениях из ниже-среднеюрской угленосной формации изредка отмечаются сероводородные источники (Гринг – юго-восточный Дарваз). Источники из карбонатных юрских отложений содержат сероводород чаще. Особенно это характерно для южных склонов Гиссара, где имеются многодебитные сероводородные источники Гарроп на р. Обизаранг и Ходжаилак на р. Халкаджар. Они связаны с дренированием нисходящими водами известняков и доломитов келлоней – оксфорда. Большое влияние на состав нисходящих (а при низкой гипсометрии и восходящих) источников оказывают соляно-гипсовые отложения кимеридж-титона (гаурдакская свита). Выходы ее развиты или в виде согласно залегающих пластовых тел, или в виде штоков. Легко разрушаясь и переотлагаясь, породы кимеридж-титона увеличивают засоленность четвертичных отложений в прилегающих низинах. Все это в совокупности создает обширные участки сильного засоления вод верхней гидродинамической зоны. Такие участки развиты вдоль южного погружения юго-западных отрогов Гиссара и в районе соляных куполов Саят-Алинтай, Ходжасартис, Танапчи и Ходжамумын. Отдельные соляные источники, связанные с гаурдакской свитой, встречаются и в области развития пресных и солоноватых вод. Таковы источники на юго-западном Дарвазе, в районе Нурека и на Северном Бабзатаге. Минерализация их достигает 200 г/л и выше.

В источниках из нижнемеловых отложений, сложенных песчано-глинистыми породами, преобладают пресные воды. По северному борту Душанбинского прогиба 100% источников пресные (0,1-1 г/л). В засушливых участках (Кафирниганская и Вахжская зоны) увеличивается процент солоноватых до 1-3 г/л и соленых более 10 г/л источников и наблюдается некоторая их дифференциация по разрезу: наименьший процент пресных (35%) наблюдается в валанжин-готеривских отложениях (из-за влияния гаурдакской свиты), а наибольший в баррем-аптских (76%); в альбских породах 57% источников содержат пресную воду.

В отложениях верхнего мела-палеогена среди проницаемых

горизонтов преобладают карбонатные породы, в которых часто развиты карстовые явления и сильная трещиноватость. Эти два фактора способствовали образованию исключительно водообильных источников. К ним относятся источники на хребте Сурхжу, вытекающие из известняков турона с дебитом 100 л/сек, мощные источники из карбонатно-ангидритовых пород палеогена в верховьях р. Шуробдарья и самый мощный источник из пород палеогена (бухарские слои), вытекающий в безводной Бешкентской долине с дебитом порядка 1500 л/сек. Среди вод, дренирующих верхнемеловые и палеогеновые отложения, в Кафирниганской зоне преобладает минерализация от 1 до 3 г/л, реже 3-10 г/л; лишь из известняков турона до 40% источников имеют минерализацию 0,1-1 г/л. Наибольшую минерализацию имеют воды из преимущественно сульфатных отложений нижнего палеогена (акджарские слои): 83% источников содержат солей от 3 до 10 г/л.

По северному борту Душанбинского прогиба, в области развития пресных вод, только 20% источников из нижнего палеогена имеют минерализацию 1-3 г/л, а все источники из нижнего мелопресные (0,1-1 г/л). Характерной чертой вод, дренирующих карбонатны верхнего мела - палеогена, в северном борту прогиба является частое присутствие сероводорода. В западном обрамлении прогиба большинство сероводородных источников приурочено к карбонатам верхней вры.

Неогеновые отложения, которые не имеют четкой границы с верхним палеогеном, представлены мощной толщей песчаников, глин, алевролитов и конгломератов, обнаженных эрозией и денудацией на разную глубину. Самые нижние горизонты толщи обнажены в осевых частях и на крыльях антиклиналей Обитармской и Кафирниганской зон, а также по северному и западному обрамлениям депрессии.

Неоген широко распространен также в Кулябской зоне. С самыми низами неогеновой толщи связаны относительно водообильные источники (от 1-5 л/сек 14% источников, а выше 5 л/сек - 4%). Большая часть источников (75-100%) имеет дебит порядка 0,1-1 л/сек. Относительная малодебитность неогеновых отложений усиливает влияние климатического фактора на минерализацию вод: по обрамлению и в восточной части Кулябской синклиналиной зоны преобладают пресные воды, а в засушливых районах пресных

построения графика, приведены в табл. 47.

Т а б л и ц а 47

Минерализация, г/л	Содержание в мг-экв/л						r _{Na} r _{Cl}	Состав воды в %-экв.
	HCO ₃ ⁺ CO ₃	Cl	SO ₄	Na	Mg + Ca			
I	4	3,5	2,5	I	6	2	HCO ₅₇ ³ SO ₃₆ ⁴ Cl ₇ Ca ₅₇ Mg ₂₉ Na ₁₄	
3	3	4	40	10	37	2,4	SO ₈₅ ⁴ Cl ₉ HCO ₅ ³ Ca ₅₃ Mg ₂₆ Na ₂₁	
5	4	11	55	26	44	2,5	SO ₇₈ ⁴ Cl ₁₆ HCO ₆ ³ Ca ₄₂ Na ₃₇ Mg ₂₁	
10	3	100	60	100	63	I	Cl ₆₁ SO ₃₇ ⁴ HCO ₂ ³ Na ₆₁ Ca ₂₆ Mg ₁₃	
50	3	807	72	800	82	0,99	Cl ₉₂ SO ₈ ⁴ Na ₉₁ Ca ₆ Mg ₃	

Рис. 30 и табл. 47 характеризуют направление изменения состава вод в континентальных условиях под воздействием аридного засоления и выщелачивания содесодержащих пород. Выявление указанных процессов необходимо для определения и дифференциации влияния глубинных вод на состав вод зоны дренирования. Разумеется это влияние взаимно, поскольку современные воды часто проникают довольно глубоко.

Глубинные воды Таджикской депрессии, залегающие в осадки мезозоя и кайнозоя, за исключением неогена, принадлежат к хлоридно-натриево-кальциевым по преобладающим ионам и к X типу по В.А.Сулину. От нижнего мела до палеогена они характеризуются преобладанием K + Na над Ca + Mg (класс S₂). Примерный состав вод показан ниже.

Для палеогена:

$$100-300 \frac{Cl_{98-100} SO_4^{2-}}{Na_{70-85} (Ca+Mg)_{30-15}} \quad J_{10-20} \text{ мг/л}; \quad Br_{300-500} \text{ мг/л};$$

$$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,7-0,85$$

Для юры:

$$200-400 \frac{Cl_{100}}{Na_{35-50} (Ca+Mg)_{65-50}} \quad J_{5-10}; \quad Br_{300-800};$$

$$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,35-0,50$$

Следует отметить, что в водах мел-палеогена наблюдается вверху по разрезу увеличение натрий-хлорного отношения и уменьшение минерализации. Кроме того в Душанбинском прогибе и южной части Сурханской зоны и отчасти в Вахшской зоне за счет инфильтрации понижается стратиграфическая граница распространения рассолов (более 50 г/л) до верхнепалеоценовых и даже до сенонских отложений (Карасырт, Джейранхана, Шаамбары, Комсомольск - ие). Иногда же образуется глубокая гидрохимическая инверсия как по разрезу, так и по гипсометрии. Например, на м-ии Комсомольское в альбских отложениях были вскрыты воды с минерализацией от 3 до 40 г/л, в то время как в туронских и верхнесенонских горизонтах этой же структуры минерализация достигала 190-300 г/л. На м-ии Шаамбары в альбских отложениях, напротив, минерализация вод была высокой - 200-270 г/л. Наиболее высоко стратиграфическая граница распространения седиментационных рассолов поднимается в Кулябской зоне, где в алайских отложениях вскрыты воды с концентрацией солей 100 г/л, в то время как в других районах они содержат не более 30-50 г/л. Что касается мастовых вод неогена, то их состав близок к поверхностным водам:

$$M_{18} \frac{Cl_{72} SO_4^4}{Na_{80} (Ca+Mg)_{20}}; \quad \frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 1,1$$

Поскольку продуктивной нефтегазоносной толщей являются мел-палеогеновые и юрские отложения, поисковый интерес представляет влияние вод именно этих отложений на верхнюю гидродинамическую зону. Очевидно, что миграционное проникновение рассолов снизу вверх может изменить состав верхних вод. Здесь не

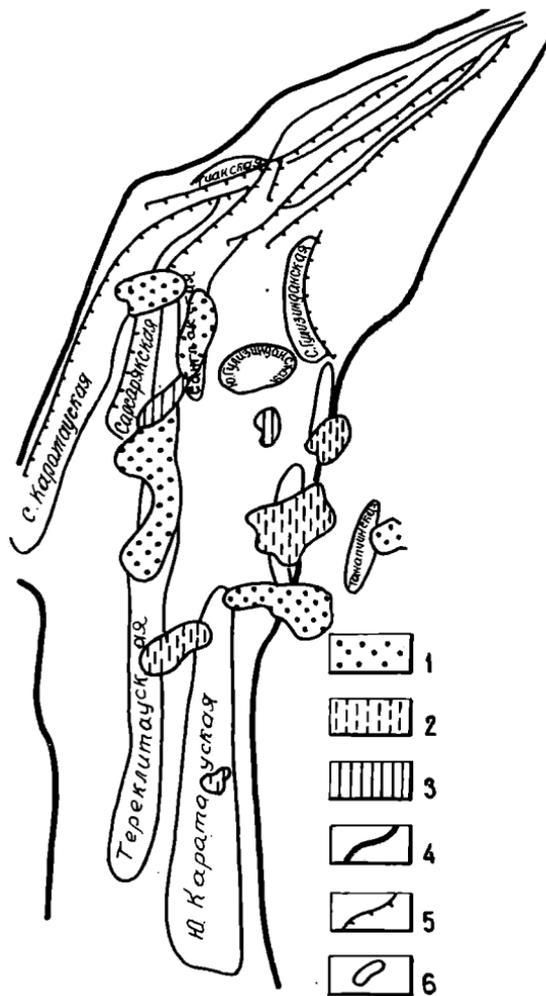
имеются в виду прямые выходы глубинных вод на поверхность. Их в Таджикской депрессии сравнительно немного и они, как правило, малодобитны с температурой воды не более 23°C. Состав вод этих источников, даже в случае неясных геологических условий, указывает на их глубинное происхождение. Таковы, например, источники Ходжайканбулак и Пистадара на юге Кафириниганской зоны, связанные с сенон-палеоценовыми отложениями, состав которых полностью совпадает с составом пластовых вод из близко расположенных скважин. Сюда же можно отнести источники на структурах Южный Пушион и Гульдара в Кулябской зоне.

Выявление глубинной составляющей в смешанных поверхностных водах представляет определенные трудности. Обычно для этой цели пользуются коэффициентом $\frac{rNa}{rCl}$ исходя из положения, что чем меньше его величина, тем больше метаморфизация и тем больше влияние глубинной компоненты. Однако более уверенно об этом можно судить, если малая величина отношения $\frac{rNa}{rCl}$ будет сочетаться с процентным преобладанием хлора среди анионов, поскольку обязательной чертой первичных глубинных вод является ионное преобладание хлора. На этом основании было предложено дополнительно учитывать процент хлора с преобразованием коэффициента $\frac{rNa}{rCl+rCl}$ (Готгильф, 1974). Действительно, без учета процента хлоридов коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ будет иметь близкие значения. Например, в водах такого состава:

$$M_{0,7} \quad \frac{HCO_{93}^3 \quad Cl_7}{Ca_{85} \quad Mg_{13} \quad Na_2} ; \quad \frac{rNa}{rCl} = 0,29 \text{ и}$$

$$M_{2,8} \quad \frac{Cl_{81} \quad HCO_{10}^3 \quad SO_9^4}{Ca_{40} \quad Mg_{30} \quad Na_{30}} ; \quad \frac{rNa}{rCl} = 0,37$$

Во втором случае наличие глубинной составляющей более вероятно, поскольку низкое значение $\frac{rNa}{rCl}$ подкрепляется большим процентом хлоридов. Поскольку хлориды в основном влияют на увеличение минерализации, то можно сказать, что надежность коэффициента $\frac{rNa}{rCl}$ как признака "глубинности" повышается с увеличением минерализации. По совокупности двух указанных параметров были исследованы поверхностные воды Обигармской зоны поднятий и выделены поля со значением $\frac{rNa}{rCl} \leq 0,8$ при минерализации более 10 г/л, а также со значениями $\frac{rNa}{rCl} \leq 0,6$ при минерализации 1-2 г/л (рис. 31). Происхождение этих полей различно, особенно при минерализациях



Р и с. 31. Схема выделения участков влияния глинных вод на состав поверхностных вод в Обигармской зоне (тектоническая основа по Г.С.Болосу)

- 1 - участки вод с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} \leq 0,87$ и $M \geq 10$ г/л;
- 2 - участки вод с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} \leq 0,87$ $2 \leq M \leq 9$;
- 3 - участки вод с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} \leq 0,5$ $I \leq M \leq 2$;
- 4 - границы Обигармской зоны;
- 5 - разрывные нарушения;
- 6 - контуры структур по бухарским отложениям

свыше 10 г/л. В одном случае - это недавно обнажившиеся, не успевшие дренироваться породы, в которых еще сохранились, вследствие низкой проницаемости, седиментационные воды. Таковы отложения нижнего мела на северо-западном крыле антиклинали Сев. Каратау, где источники, содержащие воды явно седиментационного

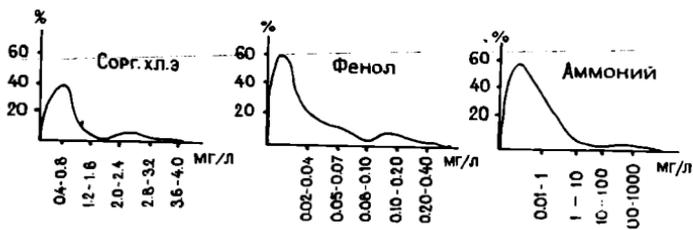
происхождения, работают на нисходящем режиме. В другом случае они связаны с глубинными поднятиями и участками напряжения пластовой энергии, причем пространственно могут совпадать с соляными телами (Танапчи, Алимтай). В последнем случае они не являются результатом растворения этих тел водами атмосферных осадков, поскольку рассолы растворения имеют натрий-хлорное отношение равное или близкое единице. С аномальными пластовыми давлениями в погруженных верхнемеловых отложениях связан участок пониженного коэффициента $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ к югу от антиклинали Джилантау (плато Алимтай). Недавно на этой площади на глубине 785 м в отложениях турон-сенона были вскрыты аномальные водопроявления. Представление о том, что поверхностные воды с низким натрий-хлорным отношением могут отражать погруженную антиклиналь, применимо к узлу смыкания структур Санглак, Чалтау и Сарсарьяк. Возможно, что это отражение глубинного крутого поднятия (рис. 31). Такое же объяснение применимо к участку, расположенному к югу от антиклинали Южный Гулизиндан в Дангаринской впадине. Он сложен четвертичной толщей и по отношению к нему справедливо утверждение, что на таких "участках, где идет поверхностное соленакопление, в то же время может наиболее ярко проявиться влияние глубинных рассолов, там могут быть и наиболее четкие гидрохимические аномалии" (Карцев, 1963). Пятно распространения хлоркальциевых вод в четвертичных отложениях Дангаринской впадины объяснялось по-разному. Во-первых, предполагалось, что оно связано с глубинным поднятием, во-вторых - с проводящими разломами и в-третьих - с областью размыва палеогеновых и верхнемеловых отложений под толщей четвертичных. Последующее бурение подтвердило последний вариант, но полностью не исключило первый.

В целом нужно отметить, что изучение состава вод верхней гидродинамической зоны с целью выявления глубинных поднятий на территории Таджикской депрессии должно входить в комплекс газонефтепоисковых работ по поверхностным водам.

2. Поисковое значение микрокомпонентов состава вод и органического вещества вод

Поисковое значение микрокомпонентов I , Br, H_2S , NH_4 , а также БРОВ определялось следующим образом. По нескольким сотням результатов определений строились кривые распределения.

Компонентам с четко выраженной модальной величиной, лежащей в узком интервале, придавалось определенное поисковое значение (рис. 32). Такие устойчивые модальные величины показали йод,



Р и с. 32. Суммарные кривые распределения компонентов РОВ и аммония для поверхностных вод Таджикской депрессии

аммоний и сероводород. Для йода и сероводорода преобладающее число определений (свыше 90%) показало нулевое значение, т.е. само присутствие йода и сероводорода является признаком связи с седиментационными водами. При оценке значимости сероводорода учитывался тот факт, что он присутствует в водах, дренирующих карбонаты юры и палеоцена. Аммоний в качестве поискового критерия учитывался при значениях свыше 10 г/л, поскольку меньшие его содержания встречаются относительно часто.

Из компонентов водорастворенного органического вещества (ВРОВ) были статистически обработаны данные о количестве углерода хлороформенных экстрактов ($C_{ХХ}$), фенолов в отгонах и бензола. Выяснилось, что фоновые (модальные) величины содержания $C_{ХХ}$ колеблются от 0,8-0,9 мг/л (Обигармская и Кулябская зоны) до 2,6 мг/л (Кафирниганская зона), фенолов в среднем от 0,07 до 0,13 мг/л. Для бензола модальная величина близка к нулю и поэтому бензол является наиболее информативным показателем из всех компонентов ВРОВ для Таджикской депрессии (рис.33).

3. Поисковое значение газового состава вод

Растворенные газы большинства источников имеют азотно-кислородный состав (выделение газов из воды производилось термомодегазатором Вассерберга), характерный для зоны свободного водообмена. Общая газонасыщенность вод в этом случае прямо связана с минерализацией и температурой. Наибольшая газона-

сыщенность (газовый фактор), наблюдается в пресных и холодных водах горного обрамления и северо-восточной части депрессии (до $40 \text{ нсм}^3/\text{л}$); в солоноватых водах гипсометрически пониженных участков территории газовый фактор равен $18-20 \text{ нсм}^3/\text{л}$, а в растворах растворения соляных куполов снижается приблизительно до $5 \text{ нсм}^3/\text{л}$.

Наибольшее внимание уделялось углеводородной составляющей газового состава. При статистической обработке более 200 газовых анализов выяснилось, что кривые распространения метана и этана сходны между собой. Для этих компонентов фоновые концентрации лежат в интервале от 0 до $200 \cdot 10^{-4}\%$ к объему. Максимальные концентрации метана достигали $7000 \cdot 10^{-4}\%$, а для этана $8000 \cdot 10^{-4}\%$.

Распределение пропана отличалось от распределения этана и метана, но максимальные его концентрации тоже доходили до $7000 \cdot 10^{-4}\%$. Таким образом, в область "аномальных" значений попали пробы с содержанием метана и этана выше $500 \cdot 10^{-4}\%$. Однако фоновый интервал довольно широк: от $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ до $200 \cdot 10^{-4}\%$.

Внутри фонового интервала газонасыщенности обнаружилась своя дифференциация по исследованным районам. Для углеводородных газов в источниках Кафирниганской антиклинальной зоны нормой является концентрация порядка $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ - $1,0 \cdot 10^{-4}\%$, а для Кулябского прогиба и отчасти Обигармской зоны фон составляет $50 \cdot 10^{-4}\%$ - $100 \cdot 10^{-4}\%$. Увеличение углеводородного фона в направлении к востоку лишь отчасти можно объяснить "опреснением" исследуемых вод, поскольку в связи с этим увеличивается растворимость углеводородов. Однако внутри изученных участков Кулябской зоны, находящихся в одинаковых почвенно-климатических условиях, наблюдается значительная дифференциация в зависимости от структурного фактора. Например, в группе источников, расположенных в междуречьи р.Обимазар и р. Шуробдарья (прогиб между антиклиналями Дегимахмудской и Дарайсо), наблюдается наименьший фон, равный $50 \cdot 10^{-4}\%$. К западу же, на структурах Дегимахмуд, Ханабад, Бештентяк и Северный Пушион он увеличивается до $100 \cdot 10^{-4}\%$ - $200 \cdot 10^{-4}\%$.

Важной особенностью исследованных на газ источников является отношение метана и его гомологов (CH_4/TU). Коэффициент CH_4/TU , достигающий величины больше 1, наблюдается в 28,3% ге-

зовых проб, меньше I - 56,5%, а в I4,2% проб C_4/TU отсутствовали. При этом по разным участкам распределение коэффициента C_4/TU имеет разный характер, что можно проиллюстрировать на примере кулябской синклинали зоны (табл.48).

Т а б л и ц а 48

Процентное распределение величины C_4/TU в закрытых и обнаженных участках Кулябской зоны

Участок	C_4/TU	Отсут - ствие TU	C_4/TU		Примечание
			больше I	меньше I	
Чильдаринская и Нуранская антиклинали	7,4		21,6	71	Породы обнажены до нижнемеловых отложений
Южная периклиналь Ю.Дегимахмудской антиклинали	0		83,4	16,6	Палеоген закрыт
Синклиналь между Дегимахмудской антиклиналью и Дараисо	7,6		15,4	77	"--"

Как видно из этих материалов, отношение C_4/TU меньше I присуще или денудированным или явно бесперспективным участкам. Это заключение, сделанное ещё в 1970 г. (Готгильф), совпадает с последующими данными Е.М.Кутузова (1975), полученными при мелком газосъемочном бурении на известных месторождениях. Из этих данных следует, что в пределах аномалий доля тяжелых углеводородов больше, чем в области фона (табл.49).

Т а б л и ц а 49

Процент TU в общей сумме углеводородов для аномальных и фоновых участков

Месторождения	Процент TU в сумме углеводородов	
	Аномалия	Фон
Андыген	8,5	44
Северная Курганча	29,1	45
Кичикбель	30,0	44

Если рассматривать CH_4/TU по порядкам величин, то получается следующая картина (табл.50):

Т а б л и ц а 50

Процентное распределение величины CH_4/TU

Интервал значений	: Отсутствие : : TU	: 900- : : 100	: 99- : : 10	: 9-1 : : 0,9-1	: 0,9- : : 0,1	: 0,09- : : 0,01	: 0,009- : : 0,001
Проценты	14,5	0,73	5,07	22,4	37,7	15,2	4,4

Кроме коэффициента CH_4/TU изучался также коэффициент $K_I = \frac{i C_2H_6}{n C_1H_4}$. Наиболее часто (в 85% случаев) величина этого коэффициента лежит в пределах 0,0001-0,01. На структурах, где CH_4/TU больше 1 (Ханабадская, Сев. Пушионская, Юж.Дегимахмудская) коэффициент K_I в среднем больше 0,1 и, следовательно, в углеводородных газах поверхностных вод наблюдается тенденция роста доли изомеров бутана с увеличением доли метана. Поэтому увеличение коэффициента K_I можно рассматривать в данном конкретном случае как благоприятный признак.

Таким образом, по углеводородному составу наметились три благоприятных признака газонасыщенности: а)повышенное относительно фона содержание метана и этана, б)коэффициент CH_4/TU больше 1, в)коэффициент K_I больше 0,1.

По сочетанию этих трех признаков в Кулябской зоне были выделены следующие перспективные площади: 1) структура Куруксай (Бештентяк), 2) южное погружение Южной Дегимахмудской структуры, 3) Ханабадская структура. Выделение этих перспективных площадей по комплексу геохимических критериев было проведено нами еще в 1970 году, а уже в конце 1970 года было открыто нефтяное месторождение Бештентяк. В результате структурного бурения подтвердилась также высокая газонасыщенность вод неогена на Южной Дегимахмудской структуре (проявление горючего газа в скважинах). Что касается Ханабадской структуры, то на ней не проводилось структурное бурение, но предварительные результаты газовой съемки в мелких скважинах говорят о наличии аномалий.

Следует отметить, что на севере Кулябской зоны (Нуранчская, Гульдаринская структуры) также отмечались повышенные содержания углеводородов, но отношение CH_4/TU и коэффициент K_I

были ниже благоприятных величин. По всей видимости, аномалия тяжелых углеводородов в этом случае связана с дренированием и десорбцией поверхностными водами остаточной нефтенасыщенности в обнаженных породах мела и палеогена.

4. Комплексная оценка перспектив нефтегазоносности по данным газогидрохимической съемки

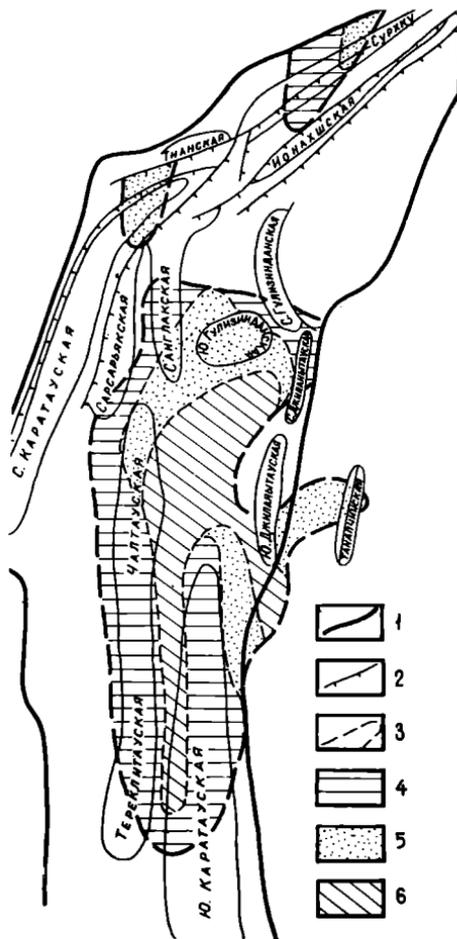
Трудность интерпретации данных газогидрохимических съемок в конкретных условиях Таджикской депрессии заключается в том, что само по себе поверхностное геохимическое проявление не только не однозначно, но и не указывает на масштабы глубокого источника (скопления углеводородов).

В Таджикской депрессии известно несколько выходов нефти (Шакардыкастана, Сангмилля, Хочильор и др.) в таких геологических условиях, когда наличие месторождения исключено. Хорошо известны случаи интенсивных газопроявлений и газовых выбросов, не приуроченных к месторождениям (Танапчи, Кызылсу, Алимтай, Учкизыл и др.). Известен, наконец, случай, когда относительно большая по размерам структура, где были получены значительные притоки газа, оказалась полупромышленным месторождением (Шаамбары). Этот факт выяснился только после бурения двух десятков скважин. Тем не менее, при оценке земель на перспективность, необходимо использовать весь комплекс данных, так как дополнительные факторы значительно увеличивают вероятность прогноза.

Учитывая эти предпосылки, было сочтено целесообразным использовать имеющиеся газогидрохимические данные в совокупности с геологическими для оценки перспектив нефтегазоносности территорий в баллах. Каждый параметр в этой оценке имеет свою балльность.

Первый параметр. Аномальное содержание углеводородных газов при спектре как минимум от C_1 до C_4 оценивается в 2 балла. Опыт исследований в Кулябской зоне показывает; что это один из главнейших показателей. Если при этом отношение метана к тяжёлым больше единицы, то прибавляется еще один балл.

Второй параметр. Наличие повышенных содержаний ВРОВ, йода, и аммония оценивается в 1 балл, поскольку эти компоненты могут обзруживаться при миграции из недр, а также при дренировании



Р и с . 33. Оценка перспектив газо-нефтенности Обигармской зоны по комплексу газогидрхимических признаков в баллах.

1 - границы Обигармской зоны, 2 - разрывные нарушения, 3 - район изученных участков. Оценка: 4 - ноль баллов; 5 - 0,5+ I балл; 6 - 2+3 балла.

коренных пород продуктивной толщи поверхностными водами.

Третий параметр. Наличие глубинной составляющей вод. Этот параметр оценивается в I балл, так как говорит только о благоприятных структурных условиях. По комплексу трех газогидрохимических показателей наивысшая оценка может быть равна 5 баллам.

Четвертый параметр. Степень обнаженности продуктивной толщи юры, мела и палеогена. Если на участке обнажается палеоген, снимается I балл, верхний мел - 2 балла, нижний мел - 3 балла, юра - 5 - баллов.

Например, если по газогидрохимическим признакам оценка равна 5 баллам, а юра обнажена непосредственно на изучаемой площади, то балльность участка равна 0. При таком подходе может получиться и отрицательная оценка (2 балла за гидрохимические признаки и минус 3 балла за обнаженность). С другой стороны: нулевую оценку может получить геологически благоприятный за-

крытый участок при отсутствии газогидрохимических признаков. Следовательно, нулевая или отрицательная оценка может также свидетельствовать о том, что на данном конкретном участке со стороны газогидрохимии нет полезной информации. Следует отметить, что отрицательные оценки за обнаженность связаны не только с тем, что уменьшается вероятный интервал продуктивности, но также и с тем, что обнаженность частично обесценивает газогидрохимические признаки, которые в этом случае могут быть следствием "вымывания" углеводородосодержащих пород.

Балльная оценка была применена нами при изучении Обигармской антиклинальной зоны (рис.33). Пример оценки перспектив нефтегазоносности по Северному Каратау: 1) Повышенные содержания растворенных в воде углеводородных газов - плюс 2 балла. 2) Наличие в воде йода - плюс 1 балл. 3) Обнаженность продуктивных пород до верхнего мела - минус 2 балла. Общая оценка - плюс 1 балл.

По этой системе структуры Кулябской зоны оцениваются в 3-4 балла (Южно-Дегимахмудская - плюс 3, Куруксайская - плюс 3, Ханабадская - плюс 4), т.е. в целом оценка Кулябской зоны значительно выше, чем Обигармской зоны. Однако, в пределах изученных площадей пока нет ни одного участка, который бы оценивался в 5 баллов.

В целом для территории Таджикской депрессии газогидрохимические методы имеют большое значение и дают практические результаты.

ПРОГНОЗ ГАЗОНЕФТЕНОСНОСТИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ
ПО КОМПЛЕКСУ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГАЗОГИДРОХИ-
МИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таджикская депрессия развивалась как часть эпигерцидской платформы в течение геологического времени от юры до конца палеогена. К концу накопления толщи юры-палеогена в коллекторах этого стратиграфического интервала сложилась преимущественно застойная седиментационная гидрохимическая обстановка, с преобладанием в большей части разреза (вплоть до эоцена) рассолов с концентрацией солей от 100 до 300 г/л, содержащих водорастворенное органическое вещество, продукты его распада (NH_4 , CO_2), а также растворенные углеводородные газы в состоянии, близком к насыщению.

Геосинклинальный режим неогена и последующая кардинальная перестройка тектонического плана в антропогене тоже оказали влияние на обстановку в недрах. Накопление мощных неогеновых моласс создало за относительно короткое время интенсивную геостатическую нагрузку на неконсолидированную преимущественно глинистую толщу сенона-туруна, что в свою очередь привело к возникновению элизионного режима и процесса истечения поровых рассолов, обогащенных растворенными газами. Две наиболее мощные региональные покрывки: соляно-гипсовая свита кимеридж-титона и глинистая толща турона-сенона перестали играть только изолирующую роль, превратившись отчасти в источник флюидов для более консолидированных толщ.

Почти все отложения от юры до палеогена, заполнявшие Таджикскую депрессию, характеризуются распространением в них рассеянного органического вещества (РОВ) в концентрациях, достаточных для отнесения пород к нефтематеринским. Обнаружение среди этих пород углеводородов, образующихся в результате преобразования РОВ и следов эмигрирующих углеводородов позволяет считать их нефтегазопроизводящими толщами -НПТТ (Ю.Яковец, Т.Сафранов, Е.Яковец, 1974).

Темп накопления осадков в мезозое и палеогене на разных участках территории был не одинаков, но в основном сравнительно медленный. Поэтому нефтегазоматеринские толщи относительно сла-

бо погружались и пластовые температуры нарастали медленно. Только в неогене скорость накопления осадков резко возрастает. В связи с этим главная фаза нефтегазообразования даже в наиболее древних осадках наступила поздно.

Возникнув в альбское время в самой нижней части юрских отложений, эта фаза продвигалась вверх по стратиграфическому разрезу, захватывая все новые и новые НПТ, а по площади — с юга на север, в область меньших мощностей мезозои и кайнозои (табл. 51).

Т а б л и ц а 51

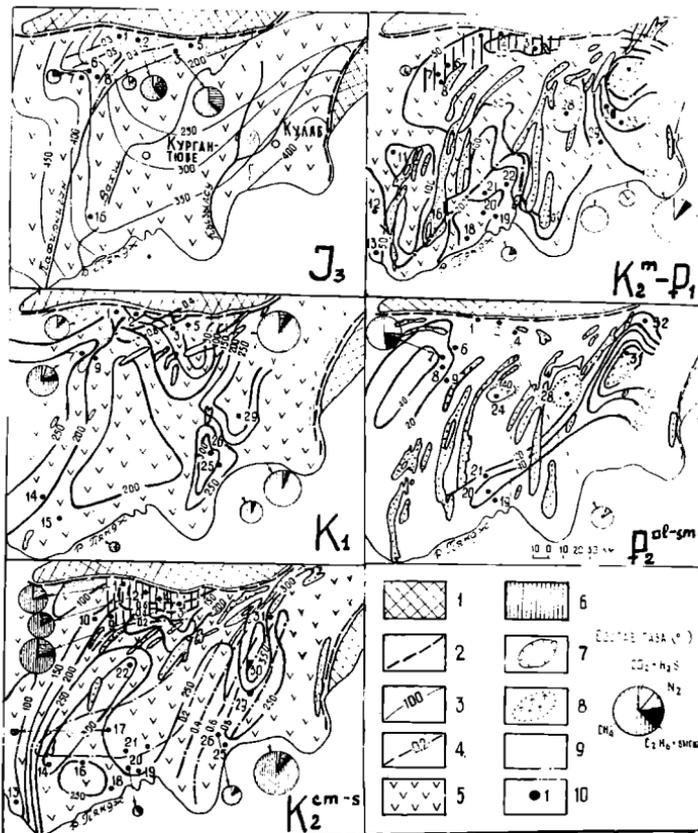
Время начала главной фазы генерации углеводородов

НПТ \ Тектоническая зона	J ₁₊₂	J ₃	K ₁	K ₂	P
Душанбинский прогиб	-	неоген	неоген	неоген	неоген
Юг Сурханской зоны, Вахшская и Кафирниганская зоны.	альб	в. мел	конец палеогена	неоген	неоген
Кулябская зона	альб	в. мел	—	неоген	неоген

Масштаб процесса нефтегазообразования в разных НПТ был не одинаков. Вероятно, самой производительной НПТ являлась юрская. По подсчетам Ю.А.Яковца, Т.А.Сафранова и Е.Б.Яковец (1974) наибольшие прогнозные запасы углеводородов в залежах содержатся в нижне-среднеюрских и затем в верхнеюрских отложениях. На третьем месте по прогнозным запасам находятся верхнемеловые отложения, на четвертом — нижнепалеогеновые, затем средне-верхнепалеогеновые и только на последнем месте — нижнемеловые. При подсчетах прогнозных запасов учитывались современные остатки РОБ, сохранившиеся при их преобразовании в углеводороды, масштабы генерации углеводородов, их эмиграции из НПТ и аккумуляция в коллекторах. Сравнение генерирующей способности НПТ и возможности аккумуляции углеводородов в коллекторах по ориентировочному подсчету количества растворенного газа показало, что комплекс мел-палеогена по "газоёмкости" пластовых

вод примерно равен комплексу карбонатов и общая сумма растворенных газов в горизонтах юры-палеогена максимум равняется 2,5 млрд. м³, а скопления свободного газа могут составить в сумме 500-700 млрд. м³. В эти расчеты не входили количества нефти, так что общая сумма свободных углеводородов должна быть значительно больше. Таким образом, суммируя общие факторы можно заключить, что генерирующая и аккумулирующая возможности осадочной толщи, включая фактор гидрохимической сохранности, были достаточны для образования значительных запасов в предполагаемых месторождениях углеводородов. В настоящее время разведана очень малая часть этих запасов. Свободные скопления газа обнаружены в карбонатах юры, в горизонтах нижнего мела от готерива до альба, в карбонатах верхнего сенона-палеоцена, а нефтяные залежи пока встречены только в карбонатах верхней части палеоцена (бухарские слои) и горизонтах эоцена (алайские и сумсарские слои). Поиски месторождений, в которых должна реализоваться оставшаяся часть прогнозных запасов в геологических условиях депрессии представляет значительные трудности из-за больших глубин и сложных структурных условий, в которых преобладает разрывная тектоника с большими горизонтальными и вертикальными амплитудами смещения. Геологические сложности находят свое отражение и в применении суммы гидрогеологических критериев для оценки перспектив нефтегазоносности. Обычно такая оценка выражается в региональных газогидрохимических картах по отдельным комплексам горизонтов. На рис. 34 изображены схемы современной гидрохимической обстановки по комплексам горизонтов: карбонатной юры (включая рассолы кимеридж-титонской покрышки), нижнего мела (от готерива до альба), верхнего мела (от сеномана до сантона), карбонатной формации палеогена - маастрихта, эоцена, включая как горизонты алайских слоев, так и менее выделенные вышележащие коллекторы. При этом газогидрохимические карты нижних комплексов (юра, нижний мел) базируются главным образом на экстраполяции, а для верхних комплексов приобретает значение и интерполяция.

В юрских водоносных горизонтах распространены почти всюду седиментогенные и элизионные воды с минерализацией 250-450 г/л. На величину минерализации главное влияние оказывают соленосные отложения кимеридж-титона.



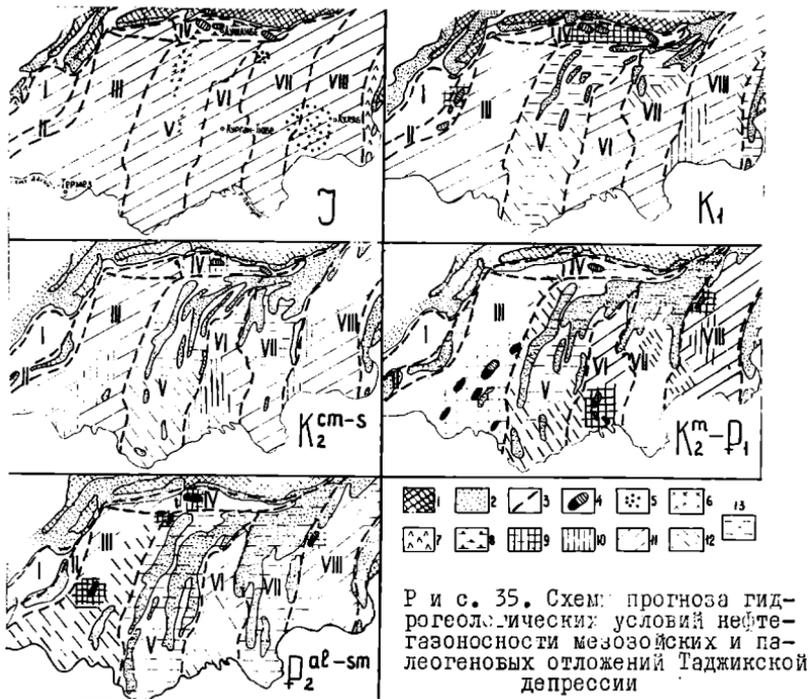
Р и с . 34. Региональные газо-гидрохимические характеристики мезозойских и кайнозойских отложений Юго-Западного Таджикистана

1 - выходы на поверхность мезозойских пород; 2 - выходы на поверхность пород комплекса; 3 - изомеры, г/л; 4 - изолинии фоновых отношений Р упр. к Р пл. Области распространения: 5 - седиментационный и 6 - смешанный вод; 6 - зона предполагаемой разгрузки водоносного комплекса; 8 - зона влияния подтока вод из нижележащих в вышележащие отложения; 9 - месторождения и разведочные площади: 1-Шаамбур, 2-Комсомольская, 3-Андыген, 4-Рохаты, 5-Гумбулак, 6-Далан, 7-Сев.Курганча, 8-Бабатаг, 9-Кызимчек, 10-Курбулак, 11-Хонтар, 12-Амударьинская, 13-Карасырт, 14-Бешкент, 15-Ходжаказим, 16-Кызимчек, 17-Аруктау, 18-Карадум, 19-Кичикболь, 20-АКОбзи, 21-Кызылтумшук, 22-Донгуз, 24-Джотымтау, 25-26-Саят-Алихта 1, 28-Дзигара, 29-Танапчи, 30-Кызылсу, 31-Бештентяк, 32-Гульда-ра, 33-Юж.Пушон.

Наиболее минерализованные воды вероятно развиты по всему югу территории и особенно в Кулябской и Сурханской синклинальных зонах. В Душанбинском прогибе кроме рассолов также час - тично распространены воды смешанные, с минерализацией 20-40 г/л. В этом районе соли кимеридж-титона отсутствуют, но концентрация рассолов в карбонатах достигает 200-270 г/л. В Душанбинском прогибе растворенные газы юрских вод имеют метановый состав, а на участках инфильтрации и разбавления - метаново-азотный, с большим содержанием азота.

Из-за больших глубин залегания юрских отложений они изучены еще очень слабо. Тем не менее, по отдельным гидрогеологическим наблюдениям и экстраполяции этих данных на всю территорию депрессии можно уверенно утверждать, что вся территория Таджикской депрессии в юрских отложениях имеет весьма благоприятные гидрогеологические условия для нефтегазоаккумуляции (рис. 35). Этому способствует широкое развитие юрского соленосного водоупора. Даже вблизи горных сооружений, окружающих депрессию с востока, севера и запада в юрских отложениях сохраняются хорошие условия для изоляции водоносных горизонтов от нежелательного проникновения в них инфильтрационных вод.

В нижнемеловом водоносном комплексе тоже распространены почти всюду по депрессии седиментогенные и элизионные воды с минерализацией 200-250 г/л. Максимальная минерализация вод намечается в наиболее погруженных частях Сурханской и Кулябской синклинальных зон и в Обигармской антиклинальной зоне. Только в Душанбинском прогибе на структурах Комсомольское и Андыген распространены воды смешанные и минерализация обычно меньше 50 г/л. Растворенные газы всюду метановые и метаново-азотные в Душанбинской и кулябской зоне, а на юге Кафирниганской зоны с очень низким газовым фактором (рис. 34). Исходя из этих данных и комплекса других гидрогеологических факторов можно выделить в пределах нижнемеловых водоносных горизонтов более дифференцированные участки прогноза гидрогеологических условий нефтегазоносности (рис. 35). Значительная по сравнению с юрскими обнаженность нижнемеловых отложений, а также отсутствие прямых признаков газонефтеносности заставляет предполагать мало-перспективной по этому комплексу всю Кафирниганскую зону поднятий и северную половину Обигармской антиклинальной зоны.



I - выходы пород палеозойского фундамента; 2 - выходы на поверхность отложений исследуемого комплекса и более древних осадочных образований; 3 - граница геоструктурных элементов (I - Байсунская синклиальная зона, II - Ширабад-Келифская антиклиальная зона, III - Сурханская синклиальная зона, IV - Душанбинский прогиб, V - Кафирниганская антиклиальная зона, VI - Вахшская синклиальная зона, VII - Обигармская антиклиальная зона, VIII - Кулябская синклиальная зона); 4 - нефтегазовые месторождения; 5 - проявление гаурдакской соляногипсовой покрывки на поверхности и в буровых скважинах в виде вертикальных штоков и грибообразных тел; 6 - проявление соляногипсовой покрывки на поверхности и в буровых скважинах в виде пластовых тел, расположенных в плоскостях разрывных нарушений; 7 - соляногипсовая покрывка в нормальном залегании; 8 - отсутствие соляногипсовой покрывки; 9 - участки с выявленной нефтегазоносностью; 10 - участки с благоприятными признаками нефтегазоносности; 11 - участки, перспективные по общегидрогеологическим условиям; 12 - участки с малоблагоприятными признаками нефтегазоносности; 13 - участки, малоперспективные по общегидрогеологическим условиям

Однако , в юго-западной части Кулябской синклинальной зоны на структурах Танапчи и Саят-Алинтай в нижнемеловых водах отмечены благоприятные признаки газонефтеносности. Этот участок в течение неогенового времени был поднят, а затем инверсионно опущен, о чем свидетельствует несогласное залегание мощных (до 1,5 км) четвертичных отложений на эрозионной поверхности, пересекającej осадки эоцена и палеоцена-маэстрихта. Условно вероятно, что указанные признаки связаны с тектонически экранированными залежами, в нижнемеловых породах, возможно также, что вследствие выхода значительной массы гаурдакских солей в диапировые тела и покровы (Юлос, 1971; Коробка, 1971) нижняя часть меловых отложений непосредственно контактирует с карбонатами верхней кры - наиболее перспективной на нефть и газ толщей.

В верхнемеловых водоносных комплексах отложений также почти на всей территории, за исключением северных участков прилегающих к Гиссарским горным сооружениям, развиты воды седиментогенные и элизионные (рис. 35). Их минерализация колеблется в пределах 200-300 г/л, только в зоне инфильтрации в Душанбинском прогибе имеет порядок 30-40 г/л. Максимальная минерализация вод верхнего мела отмечается в Кафирниганской, Сурханской и Кулябской зонах и интерполируется через Обигармскую антиклинальную зону. Растворенные газы большей частью метановые, реже с высоким содержанием азота. В Бахшской зоне и на юге Кафирниганской зоне газовой фактор вод верхнего мела мал. В этих отложениях, за исключением Ляльмикара, нет свободных скоплений газа.

Для сеноман-сантонских водоносных горизонтов характерно некоторое снижение общей благоприятности прогноза гидрогеологических условий нефтегазосности (рис. 35) по сравнению с глубже лежащими отложениями. Благоприятные признаки нефтегазосности наблюдаются на юго-западном участке Кулябской зоны и на юге Сурханской зоны. Слабо благоприятные признаки отмечены на участках Кафирниганской антиклинальной зоны. Благоприятные общегидрогеологические условия предполагаются на большей части Сурханской и Кулябской зон и юга Обигармской зоны. Северные районы Кафирниганской и Обигармской зон, где верхнемеловые отложения выходят на поверхность, характеризуются малоблагоприятными в отношении газонефтеносности условиями.

Площадь с благоприятными гидрогеологическими условиями

нефтегазоносности для маастрихт-палеоценовых отложений так же сужены из-за большой их обнаженности. Участок с благоприятными признаками отмечен на западе Кулябской зоны. Нереспективные участки по общегидрогеологическим условиям сохраняются и в Сурханской, Кулябской и Вахшской зонах. К слабоперспективным по общегидрогеологическим условиям относятся Обигармская и значительная часть Кафирниганской зоны. В отношении перспектив этого комплекса наибольшее значение приобретает Кулябская синклиналиальная зона (рис. 34,35).

Если в палеоцено-маастрихтском водоносном комплексе еще сохраняются на большей части территории седиментогенные воды, то в верхнепалеоценовом почти всюду распространены воды переходного типа - местами седиментогенные, местами инфильтрационные, местами смешанные. Минерализация их иногда достигает 100 г/л, но большей частью 20-40 г/л. Бодорастворенные газы метановые, иногда со значительным содержанием CO_2 и азота. Газовый фактор в целом низкий. На схеме прогноза гидрогеологических условий нефтегазоносности эоценовых водоносных горизонтов значительная площадь по прогнозу относится к малоперспективным по гидрогеологическим данным (кафирниганская и Обигармская зоны и северная часть кулябской зоны). Малооблагодные признаки нефтегазоносности отмечены на территории Сурханской и Вахшской зон. Перспективными площадями по общегидрогеологическим показателям являются Кулябская зона и предположительно северные участки Вахшской и Сурханской зон (рис. 34,35).

Схемы прогноза гидрогеологических условий нефтегазоносности недостаточно учитывают влияние крупных региональных тектонических разрывов, пересекающих Таджикскую депрессию. По этому поводу следует отметить следующее. По данным исследования гидрохимии, газового состава вод, гидродинамики и пр. видно, что в пределах депрессии наблюдается на значительной территории унаследованное сохранение седиментогенных вод. Резкая перестройка тектонического плана депрессии, в конце неогена сопровождавшаяся крупными разрывами сплошности пород и быстрым ростом нагрузки вышележащих молодых отложений, вызвали элизионные процессы. Вместе с тем инфильтрационные воды не смогли далеко проникнуть по пластам вглубь впадины, что способствовало сохранению древних вод.

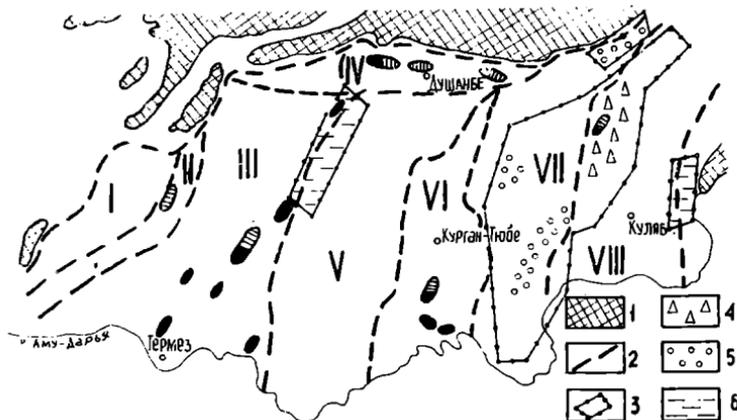


Рис. 36. Схема оценки перспектив нефтегазоносности по результатам газогидрохимических исследований вод верхней гидродинамической зоны

1 - выходы пород палеозойского фундамента; 2 - границы тектонических элементов (I - Байсувская синклиналильная цепь, II - Шавсад-Шимирская антиклинальная цепь, III - Сурханская синклиналильная зона, IV - Душанбинский прогиб, V - Кафирниганская антиклинальная зона, VI - Вахшская синклиналильная зона, VII - Обкармская антиклинальная зона, VIII - Кулябская синклиналильная зона); 3 - площади, где производились газогидрохимические исследования; 4 - площади, максимально перспективные по газогидрохимической съемке; 5 - площади, относительно перспективные по газогидрохимическим показателям; 6 - площади, неблагоприятные по газогидрохимическим показателям

Главная фаза нефтегазобразования только на глубокопогруженных участках началась в альбе, на большей же части территории в более позднее время, в том числе в неогене. Поэтому, при тектонической перестройке плана в недрах должны были сохраниться не только седиментогенные воды, но и значительная часть углеводородов начальной стадии их образования. Таким образом, хотя формирование залежей нефти и газа могло начаться еще до накопления мощной неогеновой толщи осадков, однако наиболее активно формирование залежей шло в поздненеогеновое время, а краткий этап энтропогеновой перестройки повлиял в основном на перегруппировку и разрушение скоплений углеводородов.

С тектоническим раздроблением пород на различных участках

депрессии связано проникновение пластовых вод и углеводородов к поверхности. Такие макро- и микропроявления отвечают и в настоящее время. Особенно четкие они фиксируются при газогидрохимических съемках по водам верхней гидродинамической зоны. На рис. 36 показаны площади, охваченные съемкой и отмечены участки максимально и относительно перспективные по газогидрохимическим признакам, которые обнаружены в пределах Кулябской и Обигарской зон (далее подробно об этом см. главу 15).

Участки перспективные по газогидрохимическим съемкам в значительной мере совпадают с таковыми по глубинным гидрогеологическим условиям. Особенно это относится к западу Кулябской зоны.

В целом как общегидрогеологические условия, так прямые и косвенные признаки указывают на значительные перспективы изучаемого региона.

При разведке конкретных структур и площадей прямые и косвенные газогидрохимические признаки нефтегазоносности также играют существенную роль. В частности большое значение имеет состав спонтанно выделяющихся упругорастворенных газов, поскольку он непосредственно связан со степенью газонасыщенности вод. Как указывалось выше (гл. IV) по составу газа было обнаружено не приуроченное к своду скопление газа в альбских отложениях месторождения Шаамбары, а также заранее была определена упругость растворенного в палеоценовых водах газа на структуре Кичиный Пушон, которая подтвердилась при последующем глубинном бурении. Газогидрохимические и гидрогеологические (гидростатические) показатели играют также важную дополняющую роль в интерпретации геологического строения локальных участков и являются, как показывает опыт, необходимым элементом процесса глубокой разведки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложная в тектоническом отношении территория Таджикской депрессии оказывается относительно однообразной по составу пластовых вод мезозойских и кайнозойских отложений, среди которых в большей части стратиграфического разреза преобладают рассолы в 100-300 г/л, являющиеся в свою очередь благоприятной средой для нефтегазонакопления, и содержащие растворенные метановые газы и комплекс органических веществ. Бурная перестройка в конце антропогена привела к тому, что значительные площади и массивы продуктивных пород от палеогена до нижнего мела оказались выведенными на поверхность и вследствие обширных дизъюнктивных дислокаций отчасти лишились энергии пластовых вод. Тем не менее там, где эти породы остались погруженными, сохранилась доантропогенная геохимическая обстановка и влияние инфильтрационных процессов было минимальным. Перспективы палеогеновых и меловых отложений синклинальных зон остались достаточно высокими, а юрские отложения сохранили свою перспективность по всей территории депрессии. Опыт гидрогеологических исследований региона показал значительную их эффективность в прогнозировании нефтегазоносности.

АЛЕКИН О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970, 444 с.

АЛИЕВ А.Г., АЛИЕВА Г.А., ОСИКА Д.Г. Характер распределения йода, брома, аммония и бора в горных растворах и пластовых водах нефтяных месторождений Северного Дагестана. "Геохимия", 1966, № 12, 1497-1502 с.

АНИКИЕВ К.А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., "Недра", 1964, 256 с.

АЛЬТОВСКИЙ М.Е. Гидрогеологические показатели нефтегазонасыщенности. М., "Недра", 1967, с.121.

АНДРЕЕВ Ю.Н. Региональная и унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений юго-востока Средней Азии. - В сб.: Проблемы нефтегазонасыщенности Таджикистана, вып. II, ч.2. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с.3-40.

АФАНАСЬЕВА В.Н., ГОТТИЛЬФ А.В., КАРЛОВИЧ И.А. К вопросу о проницаемости мезо-кайнозойских пород Юго-Западного Таджикистана, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с.127-132, ("Труды ВНИГНИ", вып.159).

БАБАЕВ Ш.Б., ВАЛИЕВ М.С. Классификация покрышек мезозоя и кайнозоя Таджикской депрессии. - В сб.: Проблемы нефтегазонасыщенности Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с. 261-226. ("Труды ВНИГНИ", вып.135).

БАБАЕВ Ш.Б., ВАЛИЕВ М.С. Эоценовые региональные покрышки Таджикской депрессии. - В сб.: Проблемы нефтегазонасыщенности Таджикистана, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с.111-116. ("Труды ВНИГНИ", вып.159).

БАЛАШОВ Л.С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. М., Изд-во Академии Наук СССР, 1960, 280 с.

БАРС Е.А. Органическое вещество подземных вод нефтегазонасыщенных отложений и задачи его изучения. - В кн.: Органическое вещество подземных вод и его значение для нефтяной геологии. М., Изд-во Всесоюз. науч.-исслед. ин-та орг.упр. и эконом. нефтегаз. промышленности, 1967, с.3-16.

БАРС Е.А., КОГАН С.С. Органическое вещество подземных вод нефтегазонасыщенных областей. М., "Недра", 1965, 90 с.

БАРС Е.А., КОГАН С.С. Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазонасыщенных областей. М., "Недра", 1973, 128 с.

БЕДЕР Б.А. Воды нефтяных месторождений Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1949, с.27-44. ("Труды Ин-та геологии АН УзССР", вып.3).

БЕДЕР Б.А. Артезианские бассейны Средней Азии. - В сб.: Гидрогеология аридных зон. М., Изд-во "Недра", 1964, с.68-75.

БЕДЕР Б.А., БАЛАШОВ Л.С., ЧУРШИНА Н.М. Таджикская ССР. - В кн.: Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., Изд-во АН СССР, 1963, с.136-142.

БЕДЕР Б.А., ЧУРШИНА Н.М. О йодно-бромной гидрогеохимии - ческой провинции на юго-востоке Средней Азии.- "Докл. АН УзССР", 1962, № 2, с.32-36.

БЕЛОУСОВ В.В. Очерки геохимии природных газов. Л., Изд-во ОНТИ-химтеорет., 1937, 308 с.

Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963, с.132. Авт.: А.Г.БАБАЕВ, Е.В.ЛЕБЗИН, А.Н.СИМОНЕНКО, И.В.КУШНИРОВ.

ВЕРНАДСКИЙ В.И. Очерки геохимии. М.-Л., Горгеолнефтеиздат, 1934, 380 с.

ВЕРНАДСКИЙ В.И. История минералов земной коры. Л., ОНТИ-химтеорет, тип. "Кр.печатник", 1936, 403 с.

ВЕРНАДСКИЙ В.И. Избранные сочинения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 661 с.

ВОЛОС Г.С. Соляная тектоника Обигармской антиклинальной зоны Таджикской депрессии.- "Докл. АН Тадж. ССР", 1969, № II, с.38-41.

ВОЛОС Г.С. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Обигармской антиклинальной зоны Таджикской депрессии. Автореф. канд.дис., М., 1970, 24 с.

ВОЛОС Г.С. Роль соляного тектогенеза в формировании локальных складок. Афгано-Таджикской впадины на примере Обигармской зоны.- В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 3, Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971, с.70-75. ("Труды ВНИГНИ", вып. 116).

ВОНГАЗ Л.Б., КОГАН А.Б. Некоторые особенности тектонического строения Таджикской депрессии (в связи с нефтегазоносностью).- "Труды II Всесоюзного тектонического совещания" М., 1963, с. 31-45.

Газообразные углеводороды в водах верхней гидродинамической зоны Таджикской зоны Таджикской депрессии и их поисковое значение. - Тезисы докл. Всесоюз. научн.-техн. конф. "Прямые методы поисков залежей нефти и газа", Ивано-Франковск, 1974, с.79-80. Авт.: А.В.ГОТТИЛЬФ, В.Н.АФАНАСЬЕВА, М.И.СУББОТА, И.К.КАНИНА.

Геология и нефтегазоносность Душанбинского прогиба. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1968, 233 с. Авт.: М.В.ВАСИЛЬЧИКОВ, Ш.Д.ФИНКЕЛЬШТЕЙН, А.В.ГОТТИЛЬФ и др.

Геология и нефтегазоносность Северного Афганистана. М., "Недра", 1970, 228 с. ("Труды ВНИГНИ", вып. XXX). Авт.: В.И.БРАТАШ, С.В.ЕГУПОВ, В.В.ПЕЧНИКОВ, А.И.ШЕЛОМЕНЦЕВ.

Гидрогеология СССР. Том XI I. Таджикская ССР. Редактор В.С. Самарина. М., "Недра", 1972, 471 с.

Гидрогеологические условия Северного Бабатага.- В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып.5, Душанбе, Изд-во "Дониш", 1973, с.83-90. ("Труды ВНИГНИ", вып.142). Авт.: А.В.ГОТТИЛЬФ, В.Н.АФАНАСЬЕВА, В.П.КОНДУР, Б.К.АХМЕТИН.

Главная фаза нефтеобразования. - "Вестник МГУ", серия геол., 1969, №6, с.8-16. Авт.: Н.Б.ВАССОЕВИЧ, Ю.И.КОРЧАГИНА, Н.В.ЛОПАТИН, В.В.ЧЕРНЫШЕВ.

ГОЛЬШМИДТ В.М., ПЕТЕРС К. К геохимии бора. - Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л., 1938, с.48-53.

ГОТТИЛЬФ А.В. Некоторые принципиальные вопросы исследования региональных водонапорных систем (с примерами по Таджикской депрессии). - В сб.: Вопросы геологии Таджикистана. Душанбе, Изд-во Таджикского гос.ун-та, 1965, с.118-129 ("Труды кафедры минералогии и петрографии Тадж.гос.ун-та", т. XXIX, вып. 2).

ГОТТИЛЬФ А.В. Растворенные и свободные газы Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. II. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1966, с. 123-156.

ГОТТИЛЬФ А.В., АФАНАСЬЕВА В.Н. Бодонапорные комплексы Таджикской депрессии. - В сб.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. I, Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1965, с. 165-172.

ГОТТИЛЬФ А.В., АФАНАСЬЕВА В.Н. Гидрогеологические условия Душанбинского прогиба. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. I, Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с.96-108.

ГОТТИЛЬФ А.В., АФАНАСЬЕВА В.Н., ЮСУПОВ И. Геотермическая характеристика разреза мезо- и кайнозойских отложений Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. I. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с.143-146.

ГОТТИЛЬФ А.В., АФАНАСЬЕВА В.Н. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности советской части Афгано-Таджикской впадины. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 3. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971, с.189-192. ("Труды ВНИГНИ", вып. 116).

ГОТТИЛЬФ А.В., КОНДУР В.П., АФАНАСЬЕВА В.Н. Геотермические условия Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с.284-291. ("Труды ВНИГНИ", вып. 133).

ГОТТИЛЬФ А.В. Возможность дифференциации глубинной составляющей в поверхностных водах Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып.6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с.157-160. ("Труды ВНИГНИ", вып. 159).

ГУРЕВИЧ А.Е., КАПЧЕНКО Л.Н., КРУГЛИКОВ Н.М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., "Недра", 1972, 268 с.

ГУЦАЛО Л.К., КРИБОШЕЯ В.В. Нефтегазопоисковое значение сульфатов в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины. - "Сов. геология", 1966, № 12, с.110-115.

ГУЦАЛО Л.К. Нефтегазопоисковое значение и природа гелиенасыщенности подземных вод. - "Известия АН СССР", сер. геол., 1966, № 9, с. 19-36.

ДЕМБИЦКИЙ С.И., ЛУЧНИКОВ В.С. Физические свойства триасовских отложений Таджикской депрессии. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с. 230-244. ("Труды ВНИГНИ", вып. 133).

ЕРЕМЕНКО Н.А. Геология нефти и газа. М., Гостоптехиздат. 1961, 370 с.

ЗАХАРОВ С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе, Изд-во АН Тадж.ССР, 1958, 228 с.

ЗАХАРОВ С.А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. - "Труды ин-та геологии АН Тадж. ССР", т. 5. Душанбе, 1962, с.4-72.

ЗИНГЕР А.С. Газогидрохимические критерии нефтегазосодержащих локальных структур. Саратов, Изд-во Саратов. универс., 1966, 475 с.

ЗОРЬКИН Л.М. Региональные закономерности газонасыщения пластовых вод нефтегазосодержащих бассейнов. - "Советская геология", 1969, № 2, с. 87-95.

ЗОРЬКИН Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазосодержащих бассейнов. М., "Недра", 1973, 223 с.

ЗОРЬКИН Л.М., СТАДНИК Е.В. Особенности газонасыщения пластовых вод нефтегазосодержащих бассейнов в связи с генезисом углеводородов и формированием их залежей. - "Известия высш. учебн. завед.", геология и разведка, 1975, № 6, с. 85-99.

ИГНАТОВИЧ Н.К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей. - "Докл. АН СССР", 1945, т. 46, № 5, с. 43-54.

ИГНАТОВИЧ Н.К. Гидрогеология Русской платформы. М.-Л., Гостгеолгиздат, 1948, 260 с.

ИЛЬИН С.И. Проблемы нефтегазосодержащих Средней Азии. - "Известия Тадж. филиала Академии Наук", 1943, № 2, с. 123-143.

КАРПУНИН А.М. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Таджикской депрессии. - "Докл. АН Тадж. ССР", 1964, т. УП, № 11, с. 27-29.

КАРЦЕВ А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд-е 2-е, дополн. М., "Недра", 1972, 280 с.

КАРЦЕВ А.А., ВАГИН С.Б., БАСКОВ Е.А. Палеогидрогеология. М., "Недра", 1969, 152 с.

КОЗИН А.Н. К геохимии бора на примере пластовых хлоридных вод. - "Геохимия", 1966, № 6, с. 700-709.

КОЗЛОВ А.Л. Проблемы геохимии природных газов. М., Гостоптехиздат, 1950, 207 с.

КОЗЛОВА Э.В., САМАРИНА В.С. Хлор, бром и йод в подземных водах некоторых регионов Таджикистана и Северного Прикаспия. - "Бестн. ЛГУ", сер. геол. и геогр., вып. 3, 1963, № 18, с.30-42.

КОЛОДИЙ В.В. К гидрохимии вод Каракумской платформы. - "Известия отд. техн. наук АН Туркм. ССР", 1963, № 1, с. 33-41.

КОНДУР В.П., БУДЫКО Л.В., ГОТТИЛЬФ А.В. Температура недр центральной части Таджикской депрессии по данным Кызимческой сверхглубокой скважины. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1973, № 9, с. 38-39.

КОНДУР В.П., САФЬЯН Л.М., МАРСАЛ А.М. Основные результаты параметрического бурения в закрытых районах Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Проблемы нефтегазосодержащих Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с.21-32. ("Труды ВНИГНИ", вып.

КОРОБКА В.С., ВОСКРЕСЕНСКАЯ Ю.А. Современный структурный план современной метасинклинали Таджикской депрессии в связи с нефтегазонасностью. - В сб.: Проблемы нефтегазонасности Таджикистана, вып. I. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с. 66-74.

КОРЦЕНШТЕЙН В.Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. М., Изд-во "Недра", 1964, 484 с.

КОРЦЕНШТЕЙН В.Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазонасных районов. М., Гостоптехиздат, 1963, 168 с.

КОТОВ А.И., НЕРПИН С.В. Водоупорные свойства глинистых почв и грунтов и природа начальных градиентов фильтрации. - "Изв. АН СССР", отд. техн. наук, 1958, № 9, с. 70-79.

К оценке перспектив нефтегазонасности сенон-палеоценовой формации органогенных известняков Афгано-Таджикской депрессии. - В сб.: Проблемы нефтегазонасности Таджикистана, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с. 103-107. ("Труды ВНИГНИ", вып. 159). Авт.: БРАТАШ В.И., ГУСАРОВ В.Л., ДАВИДЗОН Р.М., МЕЛАМЕД Я.Р., САФЬЯН Л.М.

КРАВЧЕНКО К.Н., ВОЛОС Г.С., МАХКАМОВ Р. О поисках тектонически экранированных залежей в Таджикской депрессии. - "Геология нефти и газа", 1970, № 4, с. 54-55.

КРАВЧЕНКО К.Н. К вопросу об интерпретации глубинного строения и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в макросантиклиналях Афгано-Таджикской впадины. - В сб.: Проблемы нефтегазонасности Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с. 318-326. ("Труды ВНИГНИ", вып. 133).

КРАТ В.Н., ЧУРШИНА Н.М. Геотермические особенности Гис-ской долины. - Докл. АН Тадж.ССР, 1970, т. 13, № II, с. 57-60.

КРЕЙДЕНКОВ Г.П., ОЛЕЙНИК В.В., БУЗУРУКОВ Д.Д. К геологической истории Юго-Западного Таджикистана в палеогеновом периоде. - В сб.: Геологическое строение и нефтегазонасность Таджикистана. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с. 149-175.

КРотова В.А. Гидрогеологические критерии нефтегазонасности. ("Труды ВНИГНИ", вып. 147). Л., Изд-во "Недра", 1960, 162 с.

КРотова В.А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1962, 330 с.

КРотова В.А. Роль зон разгрузки подземных вод в формировании углеводородных скоплений и их нефтегазопоисковое значение. - "Советская геология", 1966, № 3, с. 97-103.

КУДЕЛЬСКИЙ А.В., КОЗЛОВ М.Ф. Геохимия, формирование и распространение йодно-бромных вод. Минск, Изд-во "Наука и техника", 1970, 143 с.

КУДРЯКОВ В.А. Пьезометрические минимумы как гидрогеологический показатель нефтегазонасности. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1964, № 4, с. 28-34.

КУТУЗОВ Е.М. Особенности распределения рассеянных углеводородных газов в осадочных породах Юго-Западного Таджикистана

в связи с геохимическими поисками нефти и газа. Автореф. канд. дисс. М., 1975, 26 с.

ЛАНГЕ О.К. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. - "Советская геология", 1948, № 34, с. 67-80.

ЛЕВЗИН Е.В., ГОТТИЛЬФ А.В. Соляно-гипсово-ангидритовая толща верхней юры и ее влияние на размещение залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Узбекистана и Таджикистана. - В сб.: Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М., Изд-во "Недра", 1966, с. 283-297.

ЛЕВЗИН Е.В., САФРАНОВ Т.А., ВОСКРЕСЕНСКАЯ Ю.А. О верти - кальной зональности нефтегазообразования в мезозойских и палеогеновых отложениях Афгано-Таджикской нефтегазоносной области. - "Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений". Реф.сб. ВНИИЭГазпрома, 1975, № 4, с.11-16.

ЛИНДТРОП Н.Т. Джар-Курганский нефтеносный район южной области. - "Нефтяное хозяйство", 1935, № 10, с. 32-41.

ЛИНДТРОП Н.Т. Уч-Кизил. - "Азерб. нефтяное хозяйство", 1938, № 3, с.21-26.

ЛОЗИЕВ Б.П. Некоторые особенности современной структуры Афгано-Таджикского нефтегазоносного бассейна и их практическое значение. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с.12-21. ("Труды ВНИГНИ", вып. 159.).

ЛОНДСОН Э.Е., ЗОРЬКИН Л.М., ВАСИЛЬЕВ В.Е. Принцип оценки перспектив газосодности по составу и упругости газов, растворенных в подземных водах. - "Геология нефти и газа", 1961, № 3, с.35-40.

ЛУБЕННИКОВА Т.Л. Условия образования АВПД в верхнемеловых отложениях Таджикской депрессии. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1973, № 9, с.30-34.

ЛУЧНИКОВ В.С. Стратиграфия юрских отложений Юго-Востока Средней Азии. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 4. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с.352-375. ("Труды ВНИГНИ", вып. 133).

МАРТЫНОВА М.А., СОБАКИН О.Н. О некоторых особенностях газового состава подземных вод (на примере Юго-Западного Таджикистана). - "Вестник ЛГУ", сер. геологии и геофизики, вып. 3, 1964, № 18, с. 116-120.

МАРТЫНОВА М.А., САМАРИНА В.С. О некоторых закономерностях поведения главных компонентов природных вод. - В сб.: Вопр. гидрогеол. и гидрохим., Л., Изд-во Ленингр. гос.ун-та, 1966, с.47-65.

МЕЛАМЕД Я.Р. Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеографический очерк). - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. II, ч.2. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с. 134-192.

Методическое руководство по гидрогеологическим исследованиям для оценки перспектив нефтегазоносности недр. М., Гослоптехиздат, 1961, 254 с. Авт.: Г.В.БОГОМОЛОВ, Е.А.БАРС, М.И.СУББОТА и др.

Методы обработки и интерпретации результатов гидрогеологических исследований в нефтегазопоисковых целях. М., "Недра", 1972, 224 с. Авт.: СУББОТА М.И., КЛЕЙМЕНОВ В.Ф., СТАДНИК Е.В., ЯКОВЛЕВ Ю.И., ЛАРИКОВ О.И., ШИРОКОВ В.Я..

МИРОШНИКОВ М.В. К методике расчета абсолютных отметок уровней термальных вод высокой минерализации. - "Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, 1961, № 8, с.18-32.

МЯГКОВ А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. - "Изв. АН СССР", отд. техн. наук, 1947, № 9, с. 44-52.

НАМИОТ А.Ю., БОНДАРЬЕВА М.М. Расчеты растворимости природного газа в пластовых водах. - "Труды ВНИИнефть", 1959, вып. 21, с. 56-78.

НАРИЖНАЯ В.Е. Геохимия природных газов Средней Азии (месторождений Западного Узбекистана, Таджикистана, юга Киргизии и восточной Туркмении). Л., "Недра", 1965, 296 с.

НАРИЖНАЯ В.Е. О роли качественной характеристики растворенных в воде газов при нефтепоисковых работах. - "Труды Среднеаз. фил. ВНИИгаз", 1965, вып. 1, с. 85-92.

Некоторые особенности распределения РОВ в пластовых водах Юго-Западного Таджикистана. - Тезисы докл. науч.-техн. семинара "Методы и направления исслед. орган. вещества подз. вод" М., 1972, с. 87-88. Авт.: А.В.ГОТТЛЬФ, З.К.ИВАНОВА и др.

Некоторые результаты анализа региональных критериев перспектив нефтегазоносности Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 5. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1973, с. 3-14. ("Труды ВНИИГН", вып. 142). Авт.: Г.С.ВОЛОС, Л.М.САФЬЯН, Я.Р.МЕЛАМЕД и др.

Нефтепоисковое значение водоразтворенного органического вещества в Бухаро-Хивинской провинции. - В кн.: Органическое вещество подземных вод и его значение для нефтяной геологии. М., Изд-во ВНИИЭгазпрома, 1967, с.67-75. Авт.: В.А.КУДРЯКОВ и др.

Нефтепоисковые гидрогеологические критерии. Л., "Недра", 1969, 295 с. ("Труды ВНИИГР", вып. 277).

НИКАНОРОВ А.М. Об условиях накопления и сохранения йода и брома в подземных водах мезо-кайнозойских отложений Предкавказья. - "Геология нефти и газа", 1966, № 10, с. 53-58.

Объяснительная записка к гидрохимической карте западной части Средней Азии масштаба 1:1500000. Л., "Недра", 1965, 81 с.

ОВЧИННИКОВ А.М. Минеральные воды. М., Госгеотехиздат, 1963, 375 с.

ОВЧИННИКОВ А.М. Палеогидрогеология и ее значение при решении вопросов поисков месторождений полезных ископаемых. - "Советская геология", 1966, № 4, с. 35-40.

Органическое вещество подземных вод и его значение для нефтяной геологии. М., ВНИИОЭНГ, 1967, 313 с.

ОСИЧКИНА Р.Г., БЕРГМАН А.Г. Соляные месторождения Южного Таджикистана. - "Труды Ин-та химии АН Тадж.ССР", 1958, т.84, вып. 2, с. 147-185.

Основы прямых геохимических методов поисков нефтяных и газовых месторождений. М., Изд-во ОНТИ ВНИИГП, 1967, 526 с.

ПОДОЛЬСКАЯ Э.М. О наиболее распространенной генетической подгруппе залежей Южно-Таджикской нефтегазоносной области и смежных территорий. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 5. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1973, с.32-40. ("Труды ВНИГНИ", вып. 142).

РАВИКОВИЧ Х.А. Новые гидрохимические нефтепоисковые показатели (на примере Ферганской впадины). - "Азерб.нефтяное хозяйство", 1957, № 2, с. 3-7.

РАВИКОВИЧ Х.А. Значение определения ионов аммония в водах нефтегазовых пластов в общем комплексе геохимических исследований. - "Геология нефти и газа", 1962, № II, с.45-49.

РАССЕЛ У.Т. Основы нефтяной геологии. Л., Гостолтехиздат, 1958, 619 с.

Роль процессов преобразования органического вещества и нефтей в распределении нефтяных и газовых залежей Западной Сибири. - "Геология нефти и газа", 1969, № 9, с. 6-12. Авт.: В.Д.НАЛИВКИН, Г.П.ЕВСЕЕВ, И.А.ЗЕЛИЧЕНКО и др.

САВЧЕНКО В.П. Законы, управляющие системой жидкость - газ и их положение для выяснения генезиса природных газов. - В сб.: Природные газы, М., 1936, с. 38-48.

САВЧЕНКО В.П. Аргон и гелий как индикаторы условий происхождения нефти и газа и формирования их залежей. - "Газовая промышленность", 1958, № 5, с. 4-9.

САМАРИНА В.С. О гидрогеологическом районировании Таджикской депрессии. - "Вестник ЛГУ", сер.геол. и географии, 1961, вып. 2, № 12, с.70-83.

САМАРИНА В.С., НОВОЖИЛОВА Е.В., ГРИГОРЬЕВА С.А. К вопросу о формировании соляного состава подземных вод некоторых районов Средней Азии. - "Вестник ЛГУ", сер.геол. и географии, 1961, вып.2, № 12, с. 22-31.

САМСОНОВ Ф.П., КАЧАЛОВ Ю.М., ЯКОБСОН Г.П. Методика количественной оценки палеогидрогеологических условий нефтегазоносных бассейнов. - "Геология нефти и газа", 1968, № 6, с.28-32.

СИЛИН-БЕКЧУРИН А.И. Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам. - "Труды лабор. гидрогеол. проблем им. Ф.П.Саваренского АН СССР", 1949, т.П, с. 72-79.

СИЛИН-БЕКЧУРИН А.И., Динамика подземных вод с основами гидравлики. М., Изд-во Москов. ун-та, 1965, 397 с.

СЛАВЯНОВА Л.В. Основные методы и принципы палеогидрогеологических реконструкций. - В кн.: Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов. М., 1971, с. 3-31. ("Труды ВСЕГИНГЕО", вып. 38).

СОКОЛОВ В.А. Геохимия природных газов. М., "Недра", 1971, 333 с.

Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности мело-

вых и палеогеновых отложений в разных районах Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: Вопросы геологического строения и перспектив нефтегазоносности Таджикистана, вып. Ш. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1967, с. 108-142. Авт.: Ш.Д.ФИНКЕЛЬШТЕЙН, В.С.КОРБКА, М.В.ВАСИЛЬЧИКОВ, В.И.ЮШИН.

СТАРОБИНЕЦ И.С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М. "Недра", 1966, 290 с.

СТРЕПЕТОВ В.Н. Происхождение растворенных газов в подземных водах и рассолах, парагенетически связанных с соленосными толщами. - "Советская геология", 1968, № 7, с. 38-49.

Структуры гидрогеологических бассейнов и их гидродинамика. - В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 45-47. Авт.: М.И.СУББОТА, Я.А.ХОДЖАКУЛИЕВ, А.Ф.РОМАНЮК, В.Ф.КЛЕЙМЕНОВ.

СУББОТА М.И., ХОДЖАКУЛИЕВ Я.А., АБРАМОВА О.П. О происхождении органического вещества пластовых вод. - Тезисы докладов семинара "Методы и направления исследований органического вещества подземных вод нефтегазоносных областей", М., 1972, с. 6-7.

СУЛИН В.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1948, 480 с.

СУХАРЕВ Г.М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Л., Гостоптехиздат, 1959, 342 с.

СУХАРЕВ Г.М., ТАРАНУХА Ю.К. Новые данные о подземных водах палеозойских и докембрийских отложений Кавказа. - "Геология нефти и газа", 1965, № 4, с. 38-44.

ТАЛИПОВ С.И. Воды нефтегазовых месторождений Таджикской депрессии. - "Изв. выс.учеб.завед.", нефть и газ, 1963, № II, с. 7-10.

ТАЛИПОВ С.И. Гидродинамика мезозойско-палеогеновых отложений Южно-Таджикской впадины в связи с ее нефтегазоносностью. - В сб.: Вopr. геол. и нефтегазоносности Узбекистана, вып. I. Ташкент, Изд-во "ФАН", 1966, с. 14-21.

ТАЛИПОВ С. О генетической природе и закономерностях изменения начальных пластовых давлений в пределах Южно-Таджикской впадины. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1966, № 6, с. 22-27.

ТИХОМИРОВ В.В. Применение инертных газов в изучении процессов газообразования (на примере Юго-Восточной части Туранской плиты). Автореф. канд. дис. Л., 1974, 23 с.

ТУАЕВ Н.П. Хаудэг. Труды НИГРИ, сер. А, вып. 81, Л., 1936, 89 с.

ТХОСТОВ Б.А. Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М., "Недра", 1966, 267 с.

Условия существования залежей нефти и газа по данным об инертных газах. - "Труды ВНИГРИ", вып. 257. Авт.: ЯКУЦЕНИ Б.П., МАХМУДОВ А.Х., ТИХОМИРОВ В.В. и др. Л., 1968, 79 с.

ФИНКЕЛЬШТЕЙН Ш.Д., ПАШКОВСКИЙ В.Н. Схема гидрогеологического районирования Юго-Западного Таджикистана. - "Нефтегазо-

вая геология и геофизика", 1962, № 12, с.20-23.

ФИНКЕЛЬШТЕЙН Ш.Д., ВАСИЛЬЧИКОВ М.В., БЫКОВ Б.Е. Краткая характеристика продуктивных горизонтов месторождений Таджикистана. - В сб.: *Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана*, вып. 2. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1966, с. 79-86.

ФРОЛЕНКОВА А.Я. Условия геологического развития Таджикской депрессии и сопредельных горных областей в позднем мелу. В сб.: *Проблемы нефтегазоносности Таджикистана*, вып. 3. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971, с. 101-111. ("Труды ВНИГНИ", вып.116).

ХОДЖАКУЛИЕВ Я.А., СУББОТА М.И., АБРАМОВА О.П. Водорастворенное органическое вещество и его нефтегазопосконое значение (на примере Каракумского гидрогеологического бассейна). Ашхабад, Изд-во "Статистика", 1972, 230 с.

ХОДЬКОВ А.Е., ВАЛУКОНИС Г.Ю. О природе напоров подземных вод и гидродинамической зональности осадочных толщ. - В сб.: *Вопросы гидрогеологии и геохимии*. Л., Изд-во ЛГУ, 1966. с. 128-135.

ЧЕДИЯ О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе, Изд-во "Илим", 1972, 212 с.

ЧЕКАЛЮК Э.Б. Основы пьезометрии залежей нефти и газа. Киев. Госуд. изд-во техн. литературы, 1961, 281 с.

ЧУРШИНА Н.М. О гидрогеологических условиях Гиссарской долины (К обоснованию Душанбинского бассейна). - *Известия АН Тадж.ССР*, Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1962, вып. 3(9), с.114-125.

ЧУРШИНА Н.М. Напорные воды Душанбинского артезианского бассейна. - *Изв. АН Тадж.ССР*, отд. геол.-хим. и техн. наук, 1963, № 3(12), с. 127-135.

ЧУРШИНА Н.М. Душанбинский артезианский бассейн и его минеральные и термальные воды. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, 203 с.

ЧУРШИНА Н.М., БЕДЕР Б.А. Субтермальный источник Гульбиста. (К вопр. о Душанбинском артезианском бассейне). - *Изв. АН Тадж. ССР*: отд. естеств. наук, 1958, вып. 2(26), с. 3-11.

ЭЙКЕЛЬМАН М.Я., БУДЫКО Л.Б. Размещение пористо-проницаемых горизонтов в эоценовых-верхнесенонских карбонатных отложениях Юго-Западного Таджикистана. - В сб.: *Проблемы нефтегазоносности Таджикистана*, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с. 121-126. ("Труды ВНИГНИ", вып.159).

ЭНГЕЛЬГАРТ В. Поровое пространство осадочных пород. М., "Недра", 1964, 231 с.

ЮРТАКЕВ Ю.С. Литология, палеогеография и некоторые вопросы геохимии в связи с нефтегазоносностью верхнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1970, 25 с.

ЮСУПОВА С.М. К вопросу о геохимии минеральных вод термальных источников Таджикистана (редкие элементы в термальных водах Таджикистана). - *Докл. АН Тадж. ССР*, 1957, вып. 21, с. 19-25.

ЯГОДИН В.В. Некоторые вопросы методики расчета напоров пластовых вод в скважинах и оценка их точности. - Научно-Техн. сборник по добыче нефти, вып. 13. М., -Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 53-61.

ЯКОБСОН Г.П., КАЧАЛОВ Ю.М. Методика вычисления приведенных давлений пластовых вод в водонапорных системах. - "Геология нефти и газа", 1965, № 6, с. 49-58.

ЯКОВЕЦ Ю.А., ГОТТИЛЬФ А.В. Геохимические особенности углеводородных флюидов Таджикской депрессии. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. I. Душанбе, Изд-во "Ирфон", 1969, с. 108-116.

ЯКОВЕЦ Ю.А., САФРАНОВ Т.А., ЯКОВЕЦ Е.Б. Схема выделения и характеристика нефтегазопроизводящих толщ Таджикской депрессии и Западной Ферганы. - В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 4, Душанбе, Изд-во "Дониш", 1972, с.301-318, ("Труды ВНИГНИ", вып. 133).

ЯКОВЕЦ Ю.А., САФРАНОВ Т.А., ЯКОВЕЦ Е.Б. К прогнозированию нефтегазоносности Таджикистана по геохимическим критериям. В сб.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 6. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1974, с. 133-143. ("Труды ВНИГНИ", вып.159).

ЯКОВЕЦ Ю.А., ЮРТАЕВ Ю.С., КАРИЕВ А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности нижнемеловых отложений в Таджикской депрессии. - "Изв. АН Тадж. ССР", сер. физ.-мат. и геолхим. наук. 1975, № 1(55), с. 93-101.

ЯКУЦЕНИ В.П. Гидрогеология Юго-Востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. Л., Гостоптехиздат, 1961, 233 с.

ЯРОЦКИЙ Л.А. Основные закономерности образования сероводородных вод. - В кн.: Вопросы формирования и распределения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 125-151.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

В в е д е н и е	3
Глава I. О роли гидрогеологии и оценке перспектив нефтегазоносности	5
Глава II. Геологическое строение и нефтегазоносность	
1. Геологическое строение	13
2. Коллекторы и покрышки	22
3. Нефтегазоносность	28
Глава III. Гидрохимическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений	
1. Химический состав вод	32
2. Геохимия отдельных компонентов состава пластовых вод	54
3. Палеогидрохимические условия осадконакопления и типы гидрохимических разрезов	67
Глава IV. Газы пластовых вод и их поисковое значение	
1. Свободные газы месторождений	75
2. Различия в составе растворенных и свободных газов	80
3. Растворенные газы пластовых вод	85
4. Ориентировочный подсчет количества упруго-растворенных газов	102
Глава V. Органическое вещество подземных вод и его связь с нефтегазоносностью	106
Глава VI. Распределение пластовых и приведенных давлений	
1. Теоретические предпосылки	116
2. Пластовые давления, связанные с неконсолированными системами верхнего мела и юры ...	125
3. Пластовые давления, связанные с консолированными системами палеоген-сенона.....	138
Глава VII. Геотермическая характеристика	148
Глава VIII. Газогидрохимические нефтегазопроисследовательские исследования по водам верхней гидродинамической зоны	
1. Формирование химического состава вод верхней гидродинамической зоны	157
2. Поисковое значение микрокомпонентов состава вод и органического вещества вод	166
3. Поисковое значение газового состава.....	167
4. Комплексная оценка перспектив нефтегазоносности по данным газогидрохимической съемки	171

Глава IX. Прогноз нефтегазоносности по комплексу гидро- геологических и газогидрохимических исследо- ваний	174
З а к л ю ч е н и е	184
Литература	185

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Труды ВНИГНИ, выпуск 182

Ответственный редактор Герман Степанович
Волос

Редактор издательства Л. Д. Басова
Техн. редактор В. И. Лузанов

КГ 03625 Сдано в набор 6 X 1975 г. Подписано к печати
28 XI 1975 г. Формат 60x84 1/16. Бумага тип № 1. Сорт 1.
Физ. 12,375 л. Привед. к формату 60x90 - 11,5 л. Уч.-изд.
12,0. Тираж 500. Заказ 925. Цена 1 руб.

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.
Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни,
121, корп. 2.