

УДК 553.98:556.3

ББК 33.36

И 45

Р е ц е н з е н т ы: доктора геолого-минералогических наук,
проф. С.Б. Вагин и проф. Л.А. Анисимов

Организация-спонсор РАО "Газпром"

Ильченко В.П.

И 45 Нефтегазовая гидрогеология подсолевых отложений Прикаспийской впадины; Под ред. Е.В. Стадника. — М.: ОАО "Издательство "Недра", 1998. — 288 с.: ил.

ISBN 5-247-03789-8

Рассмотрены особенности водонапорной системы подсолевых отложений Прикаспийского бассейна. Уточнена гидрогеологическая стратификация подсолевых отложений, дан сравнительный анализ опорных гидрогеологических разрезов бассейна. Изучены генезис вод глубокозалегающих отложений, гидрогеологические основы условий формирования месторождений нефти и газа. Предложена новая классификация водорастворенных газов Прикаспийской впадины. Разработан и обоснован комплекс методов для раздельного прогноза залежей нефти и газа. Даны оценки перспектив нефтегазоносности отдельных районов и локальных структур по гидрогеологическим показателям.

Для специалистов в области нефтяной и газовой промышленности.

Il'chenko V.P.

Oil and Gas Hydrogeology of Undersaline Deposits for Caspian Sea Hollow. — M.: Nedra., 1998

The features of a water-pressure system for undersaline deposits in Caspian Sea basin are discussed. Hydrogeological stratification of undersaline deposits is revised, comparative analysis of supporting hydrogeological sections of the basin is present as well. Consideration is given to water genesis of deep-seated deposits and hydrogeological conditions of oil and gas field formation. Also proposed is the new classification of water-soluble gases for Caspian Sea hollow. The methods for separate prediction of oil and gas fields are developed and justified. The estimations are given to prospects of oil and gas content in various regions as well as to local structures according to their hydrogeological characteristics.

Advisable for engineers and scientists engaged in oil and gas industry.

ISBN 5-247-03789-8

© В.П. Ильченко, 1998

© Оформление. ОАО

"Издательство "Недра", 1998

ВВЕДЕНИЕ

Прикаспийская впадина (ПВ) относится к немногим крупнейшим геологическим регионам, перспективы нефтегазоносности которых оцениваются весьма высоко. Открытие крупных скоплений углеводородов (УВ) в Прикаспийской впадине и ее ближайшем обрамлении поставило эту территорию в разряд наиболее перспективных регионов. Есть основания утверждать, что в глубокозалегающих подсолевых отложениях здесь будут открыты новые крупные месторождения нефти, газа и конденсата.

В то же время высокие перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины находятся в резком несоответствии с разведанными запасами УВ, особенно в глубокопогруженных зонах. Для открытия новых месторождений углеводородного сырья необходимо использовать современные технологии и методы. Среди них одними из важнейших являются гидрогеологические, позволяющие эффективно и достаточно надежно осуществлять прогнозирование, поиски, разведку и разработку месторождений УВ. Нефтегазовая гидрогеология на современном этапе ее развития наряду с геологическими и геофизическими методами позволяет аргументированно оценить перспективы нефтегазоносности еще не изученной части региона, а при локальной оценке — провести раздельное прогнозирование скоплений углеводородов, в том числе оценить испытуемые объекты на сероводородность. Это объясняется тем, что подземная гидросфера является средой, в которой генерируются и формируются скопления УВ и которая определяет закономерности размещения их в недрах. Кроме того, гидрогеологические критерии относятся к числу основных в процессе прогнозирования и поисков новых месторождений нефти и газа. Вместе с тем многие теоретические и методические вопросы нефтегазовой гидрогеологии, особенно для глубинных зон осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов, еще недостаточно разработаны и требуют своего решения на основе современных гидрогеологических

знаний, новых результатов и представительной информации. Это в полной мере относится к Прикаспийской впадине.

В данной работе разработаны теоретические и методические основы нефтегазовой гидрографии глубинных зон нефтегазоносных бассейнов (НГБ) на примере Прикаспийской впадины для решения важных вопросов геологии нефти и газа, в том числе раздельного прогнозирования, поисков месторождений УВ.

В соответствии с указанной целью были поставлены главные задачи: изучить особенности водонапорной системы подсолевых отложений Прикаспийского бассейна; дать сравнительный анализ опорных гидрографических разрезов бассейна; изучить генезис вод глубокозалегающих отложений; рассмотреть парагенетическую связь рассолов, седиментогенных, инфильтротических, конденсатогенных, органогенных, гидратных и других вод с онтогенезом нефти и газа; оценить палео- и современные термобарические обстановки нефтегазоносности глубокозалегающих отложений; с учетом современных представлений о подземной гидросфере глубокозалегающих отложений разработать гидрографические основы условий формирования месторождений нефти и газа в подсолевых отложениях ПВ; разработать и обосновать комплекс методов для раздельного прогноза залежей нефти и газа, в том числе на бессероводородоносное сырье в осадочной толще подсолевых отложений; дать оценку перспектив нефтегазоносности отдельных районов и локальных структур по гидрографическим показателям.

Итогом многолетних исследований стали следующие результаты:

1. Получены новые представления о гидрографических параметрах водонапорной системы подсолевых отложений Прикаспийской впадины (гидрохимическая инверсия, формирование газогидрохимических полей, закономерности образования АВПД, особенности геотермического поля и др.).

2. Дано оценка роли подземной гидросферы в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления глубокопогруженных зон Прикаспийской впадины.

3. Впервые предложены гидрографические модели крупнейших в мире сероводородоносных месторождений-тигантов: Астраханского, Карабаганакского и Тенгизского.

4. Обоснован комплекс гидрографических критериев регионального и локального прогноза нефтегазоносности подсолевых отложений ПВ и проведено районирование перспек-

тивности территории на зоны нефте- и газонакопления, а также бессероводородносное сырье.

В книге получили дальнейшее развитие представления А.А. Карцева, М.И. Субботы, Л.Н. Капченко о генезисе вод, Л.М. Зорькина, Е.В. Стадника о классификации водорастворенных газов и газогидрогохимических полях, А.С. Панченко о сложных газогидрогохимических ореолах, Л.А. Анисимова и О.И. Серебрякова, В.С. Гончарова о геохимии сероводорода, Е.А. Барс о водорастворенном органическом веществе сероводородсодержащих объектов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
1. Основные черты строения водонапорной системы Прикаспийской впадины.....	8
2. Гидрогеологическая стратификация подсолевых отложений Прикаспийской впадины.....	12
2.1. Водоносный комплекс терригенного девона (домуллинский)....	15
2.2. Водоносный комплекс карбонатных отложений верхнего девона – нижнего карбона (дотульский).....	16
2.3. Водоносный комплекс нижнекаменноугольных терригенных отложений.....	18
2.4. Водоносный комплекс средне-верхнекаменноугольных карбонатных отложений.....	19
2.5. Водоносный комплекс терригенных и карбонатных пород нижней перми	23
2.6. Водоносный комплекс сульфатно-терригенных пород кунгурского яруса нижней перми.....	25
2.7. Опорные гидрогеологические разрезы Прикаспийской впадины и их сравнительный анализ	28
3. Формирование подземной гидросферы Прикаспийской впадины.....	55
3.1. Гидрохимическая типизация вод подсолевых отложений Прикаспийской впадины	55
3.1.1. Гидрохимическая зональность	56
3.1.2. Рассолы кунгурской соленосной толщи.....	57
3.1.3. Седиментогенные воды	64
3.1.4. Инфильтротропные воды.....	76
3.1.5. Возрожденные воды.....	77
3.1.6. Конденсатогенные воды.....	79
3.1.7. Органогенные воды	85
3.1.8. Гидратные воды	91
3.2. Водорастворенные газы и газогидрохимическая зональность подсолевых отложений Прикаспийской впадины	93
3.2.1. Обзор представлений о классификации природных горючих газов.....	93
3.2.2. Классификация водорастворенных газов Прикаспийской впадины	97
3.2.3. Газогидрохимическая характеристика глубокозалегающих отложений	105
3.3. Геотермическая характеристика подсолевых отложений Прикаспийской впадины.....	119
3.3.1. Палеогеотермические условия.....	131
3.4. Водорастворенное органическое вещество подсолевых отложений Прикаспийской впадины.....	136

3.5. Гидродинамическая характеристика подсолевых отложений Прикаспийской впадины.....	147
3.5.1. АВПД в подсолевых гидрогеологических объектах.....	159
4. Гидрогеологические условия формирования месторождений нефти и газа Прикаспийской впадины	163
4.1. Гидрогеологические основы генерации углеводородов	164
4.2. Гидрогеологические условия миграции углеводородов.....	176
4.3. Гидрогеологические условия аккумуляции углеводородов	188
4.4. Механизм формирования сероводородоносных месторождений.....	193
5. Гидрогеология крупнейших месторождений Прикаспийской впадины.....	223
5.1. Гидрогеологические условия Астраханского газоконденсатного месторождения.....	223
5.2. Гидрогеологические условия Каракаганакского газоконденсатного месторождения	231
5.3. Гидрогеологические условия Тенгизского месторождения.....	238
6. Раздельный прогноз залежей нефти, газа и сероводородности по гидрогеологическим данным	248
6.1. Региональный и зональный прогноз	248
6.2. Локальный прогноз	273
Список литературы	280

ПРОИЗВОДСТВЕННО-ПРАКТИЧЕСКОЕ ИЗДАНИЕ

Ильченко Виктор Павлович

**НЕФТЕГАЗОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

Заведующий редакцией Т.К. Рубинская, редактор издательства А.И. Вороновская, переплет художника Н.П. Новиковой, художественный редактор Н.П. Новикова, технический редактор Л.Н. Фомина, корректоры Е.И. Милюкова, Л.Н. Пантелеева, операторы М.Г. Чеснокова, И.В. Севалкина, компьютерная верстка Е.Б. Рагузина

Изд. лиц. № 010145 от 24.12.92. Лиц. продлена до 23 декабря 2002 г.
Подписано в печать с репродуцированного оригинал-макета 29.05.98. Формат 60 × 88 1/16. Гарнитура Балтика. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,64.
Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 630 экз. Заказ № /4565-2. Набор выполнен на
компьютерной технике.

ОАО "Издательство "Недра". 125047 Москва, Тверская застава, 3

Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ
140010 Московская обл., г. Люберцы, 10, Октябрьский просп., 403

1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВОДОНАПОРНОЙ СИСТЕМЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Существенный вклад в развитие представлений о геологическом строении, нефтегазоносности и гидрогеологических условиях Прикаспийской впадины внесли многие исследователи. Среди них: П.Я. Авров, А.А. Аксенов, Л.А. Анисимов, С.М. Антипов, Э.К. Азнабаев, М.С. Арабаджи, А.А. Бакиров, З.Е. Булекбаев, В.А. Бочкарева, Г.П. Былинкин, Ю.М. Васильев, В.Г. Варламов, С. Б. Вагин, С.А. Варягов, Н.И. Воронин, Ю.Г. Гирин, В.А. Гридин, Г.Х. Дикенштейн, И.Б. Далян, Г.С. Долгова, Г.Ж. Жолтаев, А.М. Зорькин, А.С. Зингер, А.Н. Золотов, Ю.А. Иванов, В.Г. Козлов, А.Г. Кирюхин, Ю.С. Кононов, Б.М. Куандыков, Л.С. Кравченко, С.М. Камалов, В.М. Кирьяшкин, В.С. Мильничук, М.А. Мухамеджанов, Н.В. Неволин, О.К. Навроцкий, В.И. Порядин, А.А. Размышляев, Е.В. Стадник, Ж.С. Сыдыков, В.И. Старосельский, О.И. Серебряков, В.В. Семенович, Б.А. Соловьев, Л.Д. Тальнова, Д.Л. Федоров, С.Е. Чакабаев, А.Л. Яншин, В.П. Якуцени и многие другие.

О строении подсолевых отложений Прикаспийской впадины существуют три основных представления. Они аргументированно изложены в "Объяснительной записке к комплекту карт Прикаспийской нефтегазоносной провинции" (1988). Наиболее распространена концепция глубоководного развития впадины.

Прикаспийская впадина расположена на юго-востоке Восточно-Европейской платформы (рис. 1). На западе и севере современная граница ее проходит по нижнепермскому карбонатному уступу седиментационной природы, отделяющему впадину от приподнятых частей Восточно-Европейской платформы. На востоке она обрамлена складчатыми сооружениями Урала и Мугоджар. На юго-востоке впадина по системе

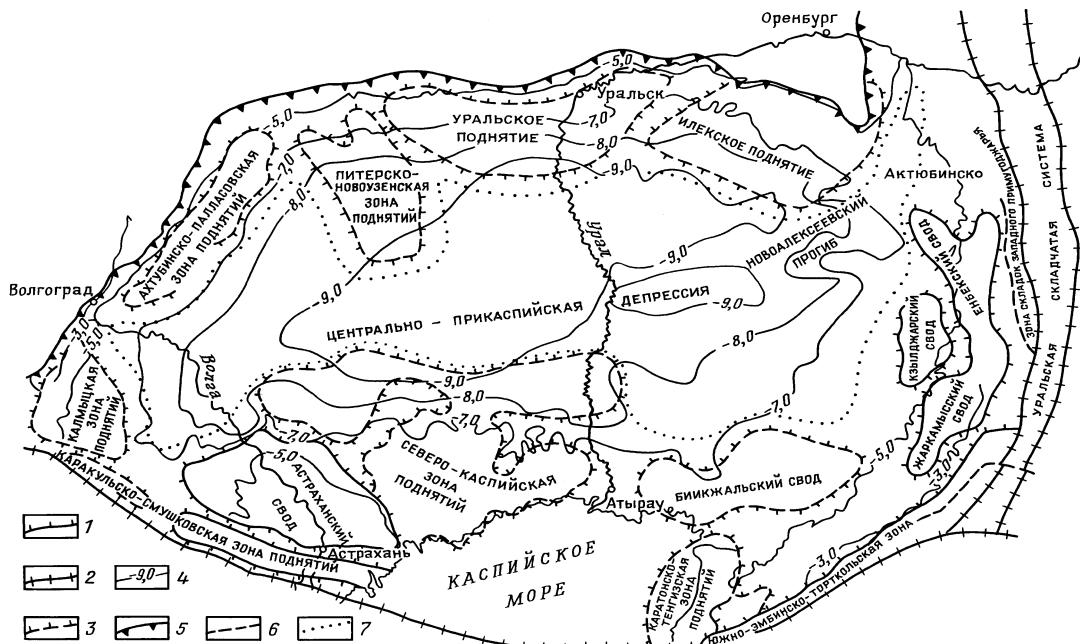


Рис. 1. Основные структурно-тектонические элементы подсолевого комплекса Прикаспийской впадины (по Г.А. Габриэлянцу, Н.А. Крылову, 1989):

1 — крупные структурные тектонические элементы, 2 — южная и восточная границы Прикаспийской впадины, 3 — предполагаемые границы структурно-тектонических элементов, 4 — изогипсы по кровле подсолевых отложений, 5 — западная и северная границы Прикаспийской впадины, 6 — граница распространения солей на востоке Прикаспийской впадины, 7 — границы Центрально-Прикаспийской депрессии

краевых швов отделяется от эпигерцинских плит. На востоке и юго-востоке расположена обширная полоса приподнятого залегания поверхности фундамента. На юго-западе границу проводят по правобережью реки Волги там, где она отделяется Донецко-Астраханским краевым швом от герцинид кряжа Карпинского, на северо-западе — по восточным склонам Приволжской моноклинали.

В историко-геологическом аспекте Прикаспийская впадина является областью длительного интенсивного прогибания и мощного осадконакопления, сформировавшего солянокупольный нефтегазоносный бассейн.

В указанных границах Прикаспийская впадина занимает территорию свыше 500 тыс. км². Осадочный чехол ее имеет огромную мощность пород (до 20 км) и содержит в разрезе терригенные, карбонатные и соленосные формации. Мощная толща соленосных пород нижнепермского возраста (до 3–4 км) играет роль регионального флюидоупора, определяя гидрогеологические особенности подсолевых и надсолевых отложений и их нефтегазоносность.

Фундамент Прикаспийской впадины, являющийся ложем гидрогеологического мегабассейна, имеет гетерогенное строение и расчленен на блоки и мегаблоки глубинными разломами. В бортовых частях фундамент залегает на глубинах 3–6 км. От бортов поверхность его уступами погружается к ее центральной части. Наиболее кругое погружение фундамента отмечается вдоль западного и северного бортов. На северо-востоке оно становится более пологим, и поверхность его усложняется. На восточном и южном бортах синеклизы выявлена полоса приподнятого залегания фундамента с глубиной его погружения до 6–7,5 км.

В пределах Прикаспийской впадины выделяются следующие крупные тектонические элементы: Центрально-Прикаспийская депрессия, Калмыцкая зона поднятий, Каракульско-Смушковская зона поднятий, Сарпинский прогиб, Астраханский свод, Северо-Каспийская зона поднятий, Биикжалский свод, Каратонско-Тенгизская зона поднятий, Южно-Торткольская зона, Жаркамысско-Енбекский свод, Кзылджарский свод, зона складок Западного Примугоджарья, Новоалексеевский прогиб, Илекское поднятие, Уральское поднятие, Питерско-Новоузенская зона поднятий, Ахтубинско-Палласовская зона поднятий, которые в свою очередь осложнены локальными структурами.

Ранее имевшийся фактический материал давал возможность судить преимущественно об областях, обрамляющих

синеклизу, и свидетельствовал о снижении напоров в сторону ее наиболее погруженной части. Отсюда И.К. Зерчаниновым, А.С. Зингером, В.Б. Торговановой и другими исследователями делался вывод, что основными областями питания инфильтрационными водами являются Воронежский и Токмоковский своды, прилегающая тектоническая зона Северные Увалы и западные склоны Урало-Мугоджарской складчатой области. Дополнительными областями питания считались складки восточных антиклинальных линий в Актюбинском Приуралье и Сакмарско-Кокпектинская зона в Западном Примурье. Считалось, что разгрузка вод подсолевого палеозоя происходит в бортовых частях впадин и по тектоническим нарушениям в долинах крупных рек, а движение вод направлено к центральным частям.

Накопленный в последние годы фактический материал свидетельствует об элизионной, застойной гидрогеологической обстановке в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины. Так, зона давлений, близких к гидростатическим, имеет ограниченное развитие и присуща только бортовым участкам синеклизы.

Гидрогеологическое расчленение разреза, проведенное Е.В. Стадником, предусматривает выделение серии водоносных комплексов, объединенных в три гидрогеологических этажа: нижний (докунгурский, подсолевой), средний (верхнепермско-мезозойский) и верхний (покровский), сложенный преимущественно отложениями неогенового возраста и осложненный соляной тектоникой. Для неогенового водоносного комплекса характерна типичная водонапорная система инфильтрационного типа. Соленость пластовых вод изменяется в широком диапазоне от маломинерализованных вод в окраинных зонах до 100–200 г/л в наиболее погруженных районах синеклизы. В зоне развития соляных куполов на формирование химического облика вод оказывают влияние процессы выщелачивания. Гидродинамические условия верхнего гидрогеологического этажа характеризуются снижением напоров от окраинных частей впадины с запада, севера и востока в направлении акватории Каспийского моря.

Гидрогеологические особенности мезозойских и кайнозойских отложений на большей части территории синеклизы характеризуются застойной обстановкой, полностью контролируются геологическими условиями недр Прикаспийской впадины, в целом благоприятными для генерации и аккумуляции углеводородов.

2

ÉàÑêéÉÖéäéÉàóÖëäÄü ëí êÄí àí àäÄñàü èéÑëéäÖÇõï éí ãéÜÖçàâ èêàäÄëèàâëäéâ ÇèÄÑàçõ

Исследования в новом нефтегазоносном районе обычно начинаются с изучения гидрогеологической стратификации. Гидрогеологическая стратификационная колонка составляется для каждого региона, а впоследствии, при получении достаточного материала, и для каждого района. Под гидрогеологической стратификацией нами понимается опорный разрез с выделением водоносных комплексов (горизонтов) и водоупоров различного возраста и их характеристик. Главное внимание обращается на особенности водоносных горизонтов (мощность, петрографический состав, пористость, проницаемость, трещиноватость) и водоупоров (мощность и плотность, состав, трещиноватость, протяженность).

В ряде случаев в гидрогеологическом разрезе выделяются водоносные этажи. Они состоят из нескольких водоносных горизонтов или водоносных комплексов. Выделяются они только тогда, когда имеют мощные водоупоры. Как правило, в гидрогеологических бассейнах наблюдается не более двух-трех водоносных этажей.

Известно, что в осадочном чехле Прикаспийской впадины выделяются два нефтегазоносных гидрогеологических мегакомплекса (надсолевой и подсолевой), разделенные между собой соленосной толщей. Мощность соленосных отложений достигает 2–3 км, но она значительно варьирует на небольших расстояниях вследствие проявления соляной тектоники.

А.С. Зингером в 1970 г. для территории обрамления Прикаспийской впадины были выделены четыре водоупора (снизу вверх): 1) муллинский; 2) тульский; 3) верейский; 4) кунгурский, которые разделили всю осадочную толщу на пять водонапорных комплексов.

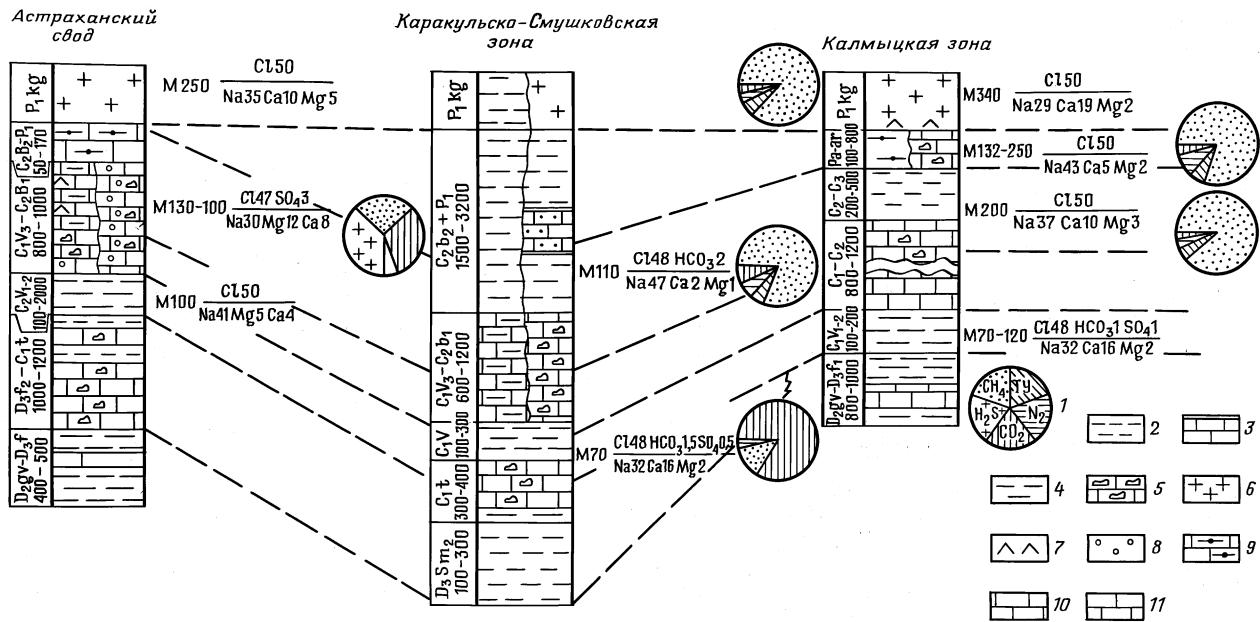


Рис. 2. Схема распространения водоносных комплексов в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспия (составили В.П. Ильченко, Н.А. Козлова, 1990):
 1 – состав водорасторовенных газов; 2 – глины, аргиллиты; 3 – известняки мелководные хемогенные; 4 – алевролиты, песчаники; 5 – известняки мелководные органогенные; 6 – каменная соль; 7 – ангидриты; 8 – газ, конденсат; 9 – известняки глубоководные; 10 – известняки глинистые; 11 – терригенно-карбонатные породы

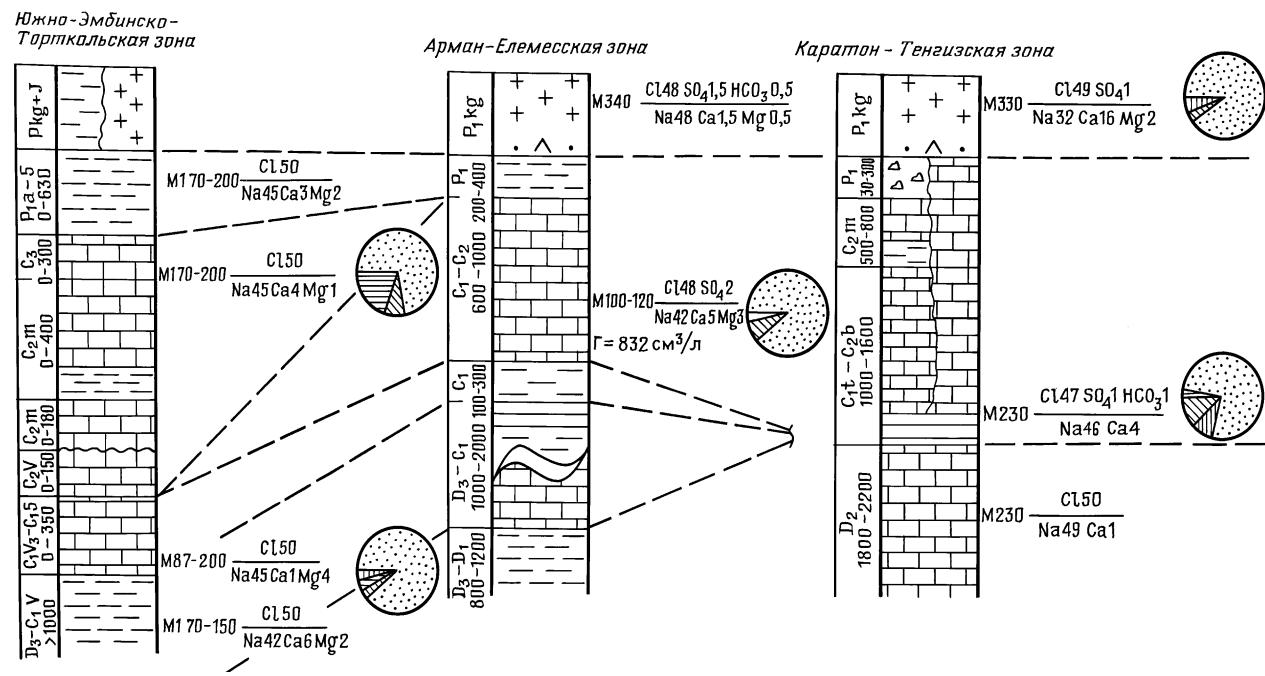


Рис. 3. Схема распространения водоносных комплексов в подсолевых отложениях юго-восточной части Прикаспия (составили В.П. Ильченко, Н.А. Козлова, 1990).
Усл. обозн. см. на рис. 2

Муллинский водоупор – это толща известковых аргиллитов мощностью до 50 м в объеме муллинских слоев, которая распространена на большей части обрамления Прикаспийской впадины.

Тульский водоупор выделяется в объеме пласта глинистых или глинисто-карбонатных пород мощностью до 60 м в кровле тульского горизонта.

Верейский водоупор, выделенный для территории обрамления в объеме нижней пачки верейского горизонта, представлен глинистыми породами мощностью до 60–100 м.

Кунгурский водоупор представлен солью и карбонатно-сульфатными породами филипповского и иренского горизонтов, относится к категории наиболее надежных водоупоров.

Детальные исследования 70–90-х годов (Л.М. Зорькин, Е.В. Стадник, М.А. Мухамеджанов, Л.А. Анисимов, О.И. Серебряков, И.Б. Далян, В.П. Ильченко и др.) внесли определенные корректизы в гидрогеологическую стратификацию различных частей Прикаспийской впадины. Следует отметить, что выделение и прослеживание водоносных комплексов по площади весьма затруднительно. Даже в пределах одного участка (зоны) не всегда удается проследить их развитие. В качестве примера можно привести гидрогеологическую стратификацию подсолевых отложений юго-западной и юго-восточной частей Прикаспийской впадины (рис. 2 и 3). Поэтому ниже исследуются наиболее характерные региональные особенности распространения водоносных комплексов подсолевого гидрогеологического этажа.

2.1. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ТЕРИГЕННОГО ДЕВОНА (ДОМУЛЛИНСКИЙ)

Отложения, заключенные между поверхностью фундамента и отражающим горизонтом Π_3 , относятся к нижнему структурному этажу и представлены отложениями от рифейского до среднедевонского включительно (А.И. Димаков, 1988). Значительные мощности комплекса (до 4,5 км) фиксируются в Южно-Эмбенском прогибе. Этот комплекс включает водоносные горизонты, приуроченные в основном к терригенным, местами карбонатным отложениям додевонского, нижне- и среднедевонского возраста.

На юге Прикаспийской впадины отложения рассматриваемого комплекса изучены слабо. Имеются сведения лишь по

площади Жанасу, расположенной в юго-восточной прибортовой части. Здесь в скв. 11 (интервал 2120–2160 м) из девонских гравелитов и конгломератов получена пластовая вода хлоркальциевого типа с минерализацией 173 г/л. Исходя из геологического строения региона и вертикальной гидрогеохимической зональности юга Прикаспия, в глубокозалегающих отложениях терригенных девонских отложений следует ожидать развитие менее минерализованных вод (100–150 г/л и ниже). Подчеркнем, что наш вывод противоположен заключению М.А. Мухамеджанова и С.М. Антипова (1987) о прогнозе в рассматриваемых отложениях высокоминерализованных вод соленостью 250–350 г/л.

На северо-западе Прикаспийской впадины развиты воды с минерализацией ниже 200 г/л и повышенной сульфатностью. Восточнее и юго-восточнее рассматриваемой зоны (по линии разведочных площадей Клетско-Почтовская – Петрушинская – Нижне-Добринская – Западно-Рыбушанская – Елшанская – Казанлинская – Богородская) распространена зона наиболее высокоминерализованных вод, где суммарное содержание солей выше 225 г/л. Территория юго-восточного окончания Пачелмско-Саратовского авлакогена характеризуется уменьшением минерализации подземных вод домуллинского комплекса в направлении бортового уступа. Значения минерализации снижаются от 200 до 100 г/л (Краснокутская и Романовская площади).

Таким образом, седиментогенные воды домуллинского комплекса характеризуются повышенной минерализацией; соленость вод снижается в направлении к бортовым зонам Прикаспийской впадины.

2.2. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА – НИЖНЕГО КАРБОНА (ДОГУЛЬСКИЙ)

Данный комплекс сложен породами франского, фаменского, турнейского ярусов и яснополянского надгоризонта визейского яруса. В разрезе отложений, слагающих данный комплекс, превалируют карбонатные породы различной глинистости. Наиболее высокие коллекторские свойства среди пород данного комплекса имеют пашийские и бобриковские песчано-алевролитовые породы, которые широко развиты в западных и северо-западных частях бассейна и в меньшей степени – в северо-восточной, восточной и юго-восточной

частях. Карбонатные отложения большей частью распространены на всей территории бассейна.

Подземные воды данного комплекса изучены по довольно представительному числу исследований (Л.Д. Тальнова, Г.С. Долгова, 1985) на территории северного и западного участков бортовой зоны и обрамления Прикаспийской впадины. Высокоминерализованные воды хлоркальциевого типа занимают большую часть территории. Максимальное содержание солей в них достигает 290 г/л.

В южной части впадины водоносный комплекс карбонатных отложений верхнего девона – нижнего карбона изучен в Южно-Эмбенской и Каратонско-Тенгизской зонах поднятий. На площади Каратон в интервалах глубин 4485–5149 и 4486–5518 м были получены притоки пластовых вод. В скв. 3 этой площади дебит воды изменялся от 1,8 до 396 м³/сут. В скв. 5 воды комплекса испытаны в двух интервалах, водопритоки составили около 17 м³/сут. Судя по плотности (1,13–1,14 г/см³), минерализация воды составляет 170–180 г/л. В скв. 7 этой же площади в интервале 5021–5028 м получены водопритоки сульфатно-натриевого типа с минерализацией 250 г/л.

Любопытные данные получены в скв. 13 Королевская. В интервале 4938–4924 м зафиксирована пластовая вода с минерализацией 158,5 г/л и натрий-хлорным коэффициентом 0,94.

На восточном борту Прикаспийской впадины водоносный комплекс средневизайско-верхнедевонских терригенных отложений вскрыт в интервале глубин 930–5273 м. На площадях Жилансаид при испытании скв. 7 в интервале 1028–1036 м получен приток воды с минерализацией 182 г/л. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации равен 0,95.

В скв. 1 Восточный Тортколь при испытании четырех объектов в интервале глубин 3938–3606 м получена маломинерализованная вода (22,4–26 г/л). На природу ее нет единого мнения. М.А. Мухамеджанов с соавторами (1982) считают, что гидрохимическая инверсия связана с влиянием Тугаракчанского глубинного разлома, являющегося зоной проникновения слабоминерализованных вод мезозойских отложений в более глубокие горизонты палеозойских пород. На наш взгляд, генезис этих вод иной. Он, видимо, связан с поступлением парогазожидкостной смеси по тектоническим нарушениям из глубокопогруженных зон. По данным А.С. Зингера, повышенные концентрации водорастворенных органических веществ (бензол – 0,4–0,7 мг/л, толуол – 0,2–0,6 мг/л,

органические кислоты – 85–190 мг/л) – прямые признаки нефтегазоносности испытываемых отложений этой площади.

В составе водорастворенных газов скв. 1 Восточный Тортоколь содержание метана 39,2–60,7 %, тяжелых углеводородов до 2 %, азота – 36,8–59 %.

Первые достоверные сведения о химическом составе вод рассматриваемого комплекса получены СевКавНИПИгазом в скв. 9 Бозоба Северная (инт. 5373–5210 м, дебит перелива 634 м³/сут). Минерализация 68,4 г/л. Натрий-хлорное отношение повышенное (0,9). Содержание (в мг/л): брома – 51; бора – 41,6; аммония – 72. Йода в пробе не обнаружено.

Одним из основных источников возможного распреснения вод являются глины и глинисто-карбонатные породы, широко распространенные во внутренней бортовой зоне. Эти породы, развитые в разрезе пашийских и особенно кыновских отложений, могли участвовать в формировании состава вод вышерасположенных пород, в их распреснении. Наиболее характерны такие распресненные воды для западной бортовой зоны на Суводской, Николаевской, Романовской, Октябрьской, Ждановской площадях.

2.3. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТЕРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Воды комплекса изучены в основном в юго-восточной части Прикаспия на площадях Равнинная, Тортай, Шолькара, Молодежная, Терескен, Уртатау–Сарыбулак, а также на Краснохудукской площади в юго-западной части синеклизы. Комплекс представлен переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов. Максимальная вскрытая мощность зарегистрирована в скв. 15 Тортай и составила 540 м. В разрезе песчано-глинистых каменноугольных отложений на площади Восточный Тортоколь в интервале 3448–3980 м зафиксировано девять водоносных горизонтов, а на площади Терескен в интервале глубин 2019–3825 м – семнадцать водоносных горизонтов. Получены притоки пластовых вод с дебитами от 1 до 83 м³/сут. Проницаемость пород колеблется от $0,2 \cdot 10^{-15}$ до $88 \cdot 10^{-15}$ м², пористость изменяется от 0,1 до 6,8–14,5 %.

Из приведенных данных видно, что водообильность терригенных разностей пород весьма изменчива. Рассматриваемые отложения характеризуются крайней невыдержанностью

емкостно-фильтрационных свойств как в региональном плане, так и на отдельных площадях.

Толкования гидрогеологической информации неоднозначны. Так, М.А. Мухамеджановым и С.М. Антиповым (1985) установлена "интересная особенность пластовых вод комплекса на Тортайской площади". Здесь в скважинах 4, 15, 22, 24 получены воды гидрокарбонатно-натриевого и сульфатно-натриевого типа с минерализацией 4–13 г/л и коэффициентом метаморфизации 1,16–1,32. На наш взгляд, наличие подобной гидрохимической инверсии на площади Тортай объясняется плохим качеством опробования скважин, когда пластовая вода разбавлена существенной долей технической. Фоновая же минерализация нижнекаменноугольных отложений составляет 102 г/л, натрий-хлорное отношение – 0,88 (скв. 21). Этот пример доказывает, что достоверность выводов определяется представительностью исходной гидрогеологической информации.

Наиболее древними отложениями, установленными в разрезе Южно-Эмбенских площадей, являются терригенные образования нижнего карбона. Так, визейский комплекс выделен в разрезе скв. П-1 Суишбек (интервалы 3913–3914 м; 3950–3953 м).

В юго-западной части Прикаспия на Краснохудукской площади из нижнекаменноугольных отложений получены метаморфизованные пластовые воды с низкой минерализацией (70 г/л). Тип воды – хлоркальциевый. В составе водорастороженного газа существенна доля двуокиси углерода (54–89 %).

Несмотря на сложное развитие нижнекаменноугольного терригенного водоносного комплекса, невыдержанность емкостно-фильтрационных свойств пород по площади территории синеклизы, в рассматриваемых отложениях характерно проявление гидрохимической инверсии.

2.4. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕ- ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Особенности строения комплекса обусловлены спецификой тектонического строения развития юго-востока Русской платформы в этот период времени. Среднекаменноугольные отложения представлены в основном карбонатными породами. Поскольку время формирования мелекесского-верхнека-

менноугольных и нижнепермских отложений характеризуется проявлением заключительных этапов герцинского тектогенеза, это сказалось на характере накопления пород. На западном и северных участках рассматриваемой территории распространены отложения платформенной мелководной морской карбонатной и терригенно-карбонатной формаций, в то время как на востоке и юго-востоке развиты флишевая и молласовая формации. В северной части синеклизы выделяется региональный верейско-мелекесский водоупор, который делит водоносный комплекс на два подкомплекса. Здесь развиты высокометаморфизованные воды с минерализацией до 260 г/л. На большей части территории Пачелмско-Саратовского авлакогена воды практически бессульфатны.

В южной части Прикаспийской впадины комплекс изучен на Астраханском своде и Каратон-Тенгизской зоне поднятий. Пластовые воды Астраханского ГКМ характеризуются минерализацией 70–110 г/л, тип вод чаще хлоркальциевый. В ионно-солевом составе преобладают хлор (46–48 %-экв) и натрий (25–40 %-экв). Содержание кальция невысокое, всего 1–5 %-экв. Доля ионов магния в водах 0,5–3 %-экв. Концентрации сульфатов в водах незначительны (до 1 %-экв). Содержание гидрокарбонатов выше (1–3 %-экв), чем сульфатов. В водах присутствуют микроэлементы (бром, бор, аммоний, йод), хотя содержание йода очень низкое – чаще первые единицы мг/л.

В составе водорастворенных газов Астраханского ГКМ существенна доля кислых компонентов. Содержание сероводорода изменяется от 20 до 55 %, углекислого газа от 11 до 42 %, на долю метана приходится до 54 %, чаще 20–30 %, азота – от 0,4 до 5 %. Газонасыщенность подошвенных вод газоконденсатного месторождения изменяется от 7,7 м³/м³ (скв. 8) до 18,8–19,6 м³/м³ (скв. 37, 12).

Пластовые воды Астраханского ГКМ характеризуются аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД). Коэффициент аномалийности достигает 1,5.

На востоке Астраханского свода (пл. Кордуан) в скв. П-2, П-52 (интервалы 4176–4187 м; 4187–4197 м) из известняков башкирского яруса получены воды более высокой минерализации (100–130 г/л). Значения натрий-хлорного отношения варьируют от 0,6 до 0,9.

В юго-восточной части впадины воды комплекса изучены на площадях Каратон, Сазтобе Южная, Южно-Молодежная. На площади Каратон водопритоки пласта изменяются в широких пределах: от единицы до 170 м³/сут. Минерализация

подземных вод высокая, от 207 до 391 г/л, при натрий-хлорном коэффициенте метаморфизации 0,8–0,99.

В карбонатных отложениях площади Сазтобе Южная (скв. 1; интервал 4696–4680 м) соленость вод составляет 105–120 г/л, генетический тип ее – хлоркальциевый.

Результаты опробования скв. П-1 Южно-Молодежная свидетельствуют о наличии в карбонатном разрезе этого района как высоководообильных проницаемых горизонтов (с дебитами воды до 105–684 м³/сут), так и практически непроницаемых, которые могут являться достаточно хорошими покрышками для подземных флюидов.

На востоке впадины водоносный комплекс среднегжельско-верхневизейских карбонатных пород включает две разновидности толщи: верхнюю (КТ-І), среднегжельско-позднеподольскую, развитую лишь на Жанажольской ступени, и нижнюю (КТ-ІІ) каширско-окскую, распространенную на Жанажольской, Кенкиякской и северной части Коздысайской ступени, где они характеризуются различной мощностью. Водоносные горизонты КТ-І и КТ-ІІ приурочены к определенным стратиграфическим пачкам пород с вторичными поровыми, порово-каверновыми и трещинно-каверновыми коллекторами, имеющими различные фильтрационные свойства.

Пластовые воды толщи КТ-І наиболее полно изучены в подошвенной части нефтегазоносных карбонатов в интервале глубин 2752–3200 м. Минерализация изменяется от 106–179 г/л на Синельниковской и 110–117 г/л на Кунгурской площадях до 92 г/л на Урихтау. Чаще значения солености вод приближаются к 100 г/л. И.Б. Дальян (1987) отмечает увеличение минерализации вод внутри толщи от кровли к подошве. Воды сульфатные, в различной степени метаморфизованные (натрий-хлорный коэффициент 0,74–1,0). В ионном составе преобладают хлориды натрия при незначительном количестве хлоридов магния, кальция и сульфатов натрия. Среди микроэлементов содержится (в мг/л) йода 4–11, брома 14–61, аммония 30–300.

Газонасыщенность вод составляет 1250–3090 см³/л, коэффициент газонасыщенности ($\rho_{\text{нас}}/\rho_{\text{пл}}$) равен 0,4–0,8. Водорасщированный газ в основном метановый. Доля метана достигает 88 %, сумма тяжелых углеводородов 4–6 %, азота 4–12 %, углекислого газа до 8–12 %. В скв. 14 Жанажол (инт. 2868–2882 м) зафиксировано повышенное содержание сероводорода в водорасщированном газе (34, 35 %). Следует отметить, что таких "ураганных" значений сероводорода в водах не зафик-

сировано больше ни в одном из объектов на восточном борту Прикаспийской впадины.

Природные воды толщи КТ-І высоконапорные со статическими уровнями на глубинах 40–160 м от устья. Пластовые давления почти не превышают гидростатические. Пластовая температура изменяется от 50 до 70 °С.

Водоносные горизонты толщи КТ-ІІ приурочены к литолого-стратиграфическим пачкам доломитов и известняков нижнего и среднего карбона, залегающим в интервале глубин 3130–5182 м. Пачки содержат коллекторы порового, порово-кавернового и трещинно-кавернового типа. По данным предприятия "Актюбиннефтегазгеология", коллекторские свойства пород толщи КТ-ІІ значительно ниже, чем в отложениях толщи КТ-І.

Минерализация вод по площадям изменяется в широких пределах от 80 г/л на Жанажоле до 192 г/л на Восточном Тортколе, но в основном от 90 до 110 г/л. Тип вод – хлоридно-кальциевый ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,8 – 0,9$). В ионно-солевом составе преобладают хлориды натрия, кальция и магния. Содержание йода 5–27 мг/л, брома до 313 мг/л, аммония до 136 мг/л.

Газонасыщенность вод достигает 3000 см³/л (скв. З Бактыгарын), коэффициент газонасыщенности равен 0,65. В составе водорастворенных газов содержится метана 64–70 %, тяжелых углеводородов до 10 %, азота до 20–28 %, углекислого газа до 3 %.

Воды толщи КТ-ІІ высоконапорные, самоизливающиеся. Так, по результатам гидрогеологических исследований Сев-КавНИИГаза, в скв. З Бактыгарын (инт. 4821–4840 м) перелив пластовой воды со стабильным дебитом 1,5 м³/сут наблюдали в течение шести месяцев. В интервале 4737–4756 м при пластовом давлении 82 МПа коэффициент аномалийности равен 1,8. Пластовые температуры толщи КТ-ІІ составляют 67–90 °С.

Водоносный комплекс средне-верхнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений развит неповсеместно и в основном в юго-восточной части Прикаспия. Хорошо изучен он на площадях Равнинная, Молодежная, Тортай, Турсай и др. Водовмещающие карбонатные образования представлены чередованием известняков, доломитов с прослойми песчаников и аргиллитов.

По сведениям М.А. Мухамеджанова и С.М. Антипова (1987), в скв. Г-2 Равнинная в интервалах 3512–3524 и 3537–3552 м получены притоки пластовых вод с дебитом 4,2 и

11,5 м³/сут соответственно. В скв. Г-3 в интервале 3260–3266 м получен приток слабометаморфизованной воды дебитом 160 м³/сут, минерализация ее 150–160 г/л. На площади Турсай (скв. Г-3, интервал 2195–2160 м) опробованы воды хлоркальциевого типа соленостью 155 г/л.

Таким образом, для рассматриваемых отложений характерен широкий диапазон изменения минерализации, причем к бортовой части синеклизы она уменьшается. Регионально состав водорасторовенных газов углеводородный, повышенная газонасыщенность вод присуща водам, контактирующим с залежами углеводородов.

2.5. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ПЕРМИ

Нижнепермский водоносный комплекс представлен известняками, доломитами, ангидритами, терригенно-глинистыми отложениями. Он отличается значительной мощностью (свыше 1,5 км на Каракульском валу). Минерализация пластовых вод от 150 до 290 г/л, но чаще от 217 до 257 г/л. Воды метаморфизованные (натрий-хлорный коэффициент = 0,5 – 0,8), что свидетельствует о застойной гидрогеологической обстановке недр. Об этом также говорит повышенное содержание микроэлементов в водах. В частности, на Кануковской площади концентрация брома достигает 500, йода 60, аммония 150 мг/л.

Наиболее полные представительные данные по водорасторовенным газам и водорасторенному органическому веществу подсолевых нижнепермских отложений имеются для юго-западной части Прикаспия на площадях Кануковская и Чкаловская. Газонасыщенность вод здесь составляет соответственно 1367–1620 и 3700–4500 см³/л. В составе водорасторенного газа преобладает метан (до 82 %), содержание тяжелых углеводородов 5–11 %, углекислого газа 2,5–2,8 %, азота 7,8–9,0 %, сероводород отсутствует. Отмечается высокое содержание водорасторовенных органических веществ в водах.

По этим характеристикам выделяются нижнепермские воды северо-восточной окраины Прикаспийской впадины. Если во внешней части бортовой зоны (Оренбуржье) отмечается пестрота химического состава вод сакмаро-артинских и асельских отложений, то воды внутренней бортовой зоны отличаются значительно большей однородностью состава. Все

они относятся к метаморфизованным рассолам хлоркальциевого типа с низкой сульфатностью и высокой минерализацией (220–320 г/л).

Водоносный комплекс артинско-верхнегжельских песчано-глинистых пород мощностью до 1 км приурочен к верхней терригенной толще, развитой широко на востоке Прикаспия (площади Самбай, Бозоба, Мортук, Кенкияк, Кокжиде, Жанажол, Кожасай, Курсай, Кумсай, Акжар, Северный Киндысай, Боржер и др). Водоносные горизонты комплекса залегают в интервале глубин 2200–5200 м и представлены разнозернистыми песчаниками и алевролитами, иногда с прослойями гравелитов. Наиболее водообильны артинские отложения нижней перми. Так, при испытании их на Кенкияке (скв. 86, 108), а также на Курсае (скв. 4) и Северном Киндысае (скв. 2) получены пластовые воды дебитом от 4 до 108 м³/сут. Минерализация вод комплекса изменяется от 84–96 г/л на Северном Киндысае до 124 г/л на Курсае. Но чаще значения солености вод находятся в пределах от 90 до 100 г/л. В ионно-солевом составе преобладают хлориды натрия. Натрий-хлорный коэффициент в основном варьирует в диапазоне 0,8–0,98. В водах присутствуют микроэлементы (в мг/л): йода до 4,2, брома до 25–154, аммония до 42–154. Химический состав вод свидетельствует об их седиментогенной природе. Хотя, по мнению М.А. Мухамеджанова с соавторами (1982), повышенная сульфатность вод в ряде случаев есть результат проникновения в пласт инфильтрационных вод.

Газонасыщенность пластовых вод составляет 1750–2500 см³/л (Кенкияк и Бозоба), а в контурных водах Северного Киндыса не превышает 650–1100 см³/л. Тип водорастворенного газа – метановый (82–95 %), сумма тяжелых углеводородов достигает 5 %, содержание азота 2–10 %, углекислого газа до 2 %. Пластовая температура верхней терригенной толщи изменяется в широких пределах от 44 до 89 °С. Пластовые давления близки к гидростатическим.

Однородность состава вод внутренней бортовой зоны Прикаспийской впадины и "пестрота" их во внешней части дает основание предполагать различия в их генезисе. Внешние бортовые зоны впадины длительное время существовали в качестве положительной структуры, что обуславливает возможность древней инфильтрации в определенные периоды их развития. Воды же нижнепермских отложений, вскрытых во внутренней части Прикаспийской впадины, имеют иной гидрохимический облик. Проведенный анализ динамики подземных вод докунгурских отложений выявил существование

в бортовой зоне гидродинамического барьера (Л.А. Анисимов, 1988). В Прикаспийской впадине зоны существования гидродинамического барьера находятся на территории ее внешнего обрамления, на значительном удалении от борта впадины. Таким образом, в настоящее время на этих участках впадины в нижнепермских отложениях существует элизионный режим, что и отражается в характеристиках вод этих отложений. В бортовых зонах воды нижнепермских отложений имеют несколько отличную характеристику. Они менее минерализованы и метаморфизованы, имеют повышенную сульфатность. Еще менее минерализованы, метаморфизованы и более сульфатны воды во внешних участках бортовой зоны.

2.6. ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС СУЛЬФАТНО-ТЕРИГЕННЫХ ПОРОД КУНГУРСКОГО ЯРУСА НИЖНЕЙ ПЕРМИ

По унифицированной схеме стратиграфии классических разрезов в Прикаспийской впадине гидрохимическая толща разделена на филипповский и иреневский горизонты.

Филипповский горизонт представлен карбонатно-сульфатной толщей магнезит-доломит-ангидритового состава, содержащего включения и линзы каменной соли. Мощность горизонта, именуемого также нижний сульфатно-терригенный или сульфатно-карбонатный, на юге Прикаспийской впадины варьирует от 50 до 700 м и более.

К иреневскому горизонту условно отнесена собственно соленосная толща, залегающая выше карбонатно-сульфатных отложений филипповского горизонта.

В пределах Астраханского свода в разрезе хемогенных отложений кунгура фиксируется еще и верхняя "шапка" – сульфатно-терригенная пачка (кепрок). Общая мощность комплекса достигает 2–3 км.

Мощная соленосная толща является региональным флюидоупором. Пластовые воды, приуроченные к ней, характеризуются высокой минерализацией. Соленость рапы закономерно возрастает на юго-запад описываемой территории и на Каракульской площади достигает 495 г/л. Рассолы в основном высокоминерализованные, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,5–0,7, хотя на Астраханском своде значения его выше (0,8–0,9).

Различная соленость вод (от 256 до 495 г/л), изменения в их гидрохимическом составе зависят от многих причин (М.Г. Валяшко, 1965; А.И. Поливанова, 1976; Л.Н. Капченко, 1974; А.С. Панченко, 1966).

Водорастворенные газы в кунгурских отложениях изучены слабо. Единичные сведения имеются по Каракульской площади (скв. 6), где в составе водорастворенного газа зафиксировано: метана 92,7 %, тяжелых углеводородов 4,4 %, азота 1 %, углекислого газа 1,8 %.

С начала проведения буровых работ на площади Елемес – Айршагыл отложения соли вскрыли десять скважин. На скв. 5 при забое 3896 м отмечено рапопроявление дебитом 150 м³/сут. Минерализация рассола составила 340 г/л. Повышенное содержание в рапе ионов магния (15,4 г/л) и калия (18 г/л) осложнило процесс углубления скважины из-за неустойчивого поведения солей.

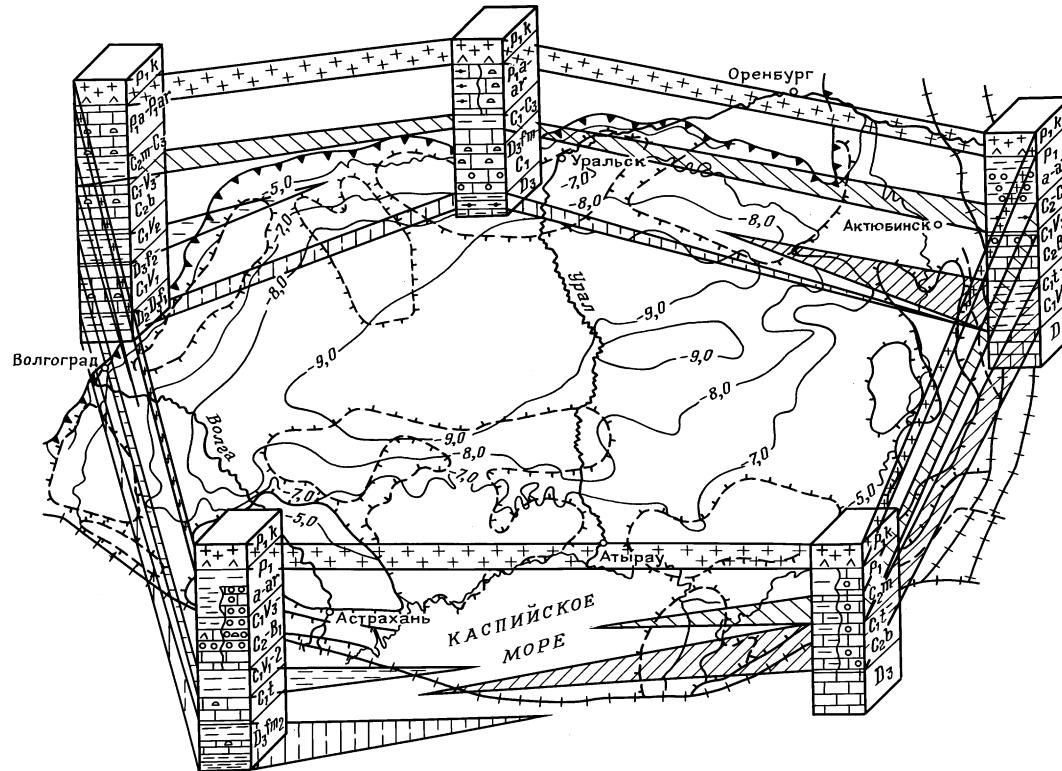
В пределах Карасальской моноклинали (скв. 2 Уманцевская) из кунгура был получен приток высокоминерализованной воды дебитом 4–5 тыс. м³/сут и нефти дебитом 15 м³/сут. Эти примеры указывают на промышленную нефтегазоносность и в ряде случаев на высокие коллекторские свойства сульфатно-терригенных и сульфатно-карбонатных горизонтов соленосного комплекса.

Имеющиеся сведения о природе, условиях залегания, химизме, гидродинамических особенностях свидетельствуют о седиментационном происхождении высококонцентрированных вод. Они являются маточными рассолами морского бассейна, сконцентрировавшимися до стадии кристаллизации калийных солей. Остаточные рассолы были выжаты из солей под действием веса отлагающихся осадков в трещиноватые коллекторы. Частично маточные рассолы разбавлялись маломинерализованной водой, выделившейся при дегидратации гипса. Фактические гидрогеологические материалы свидетельствуют о том, что процессы струйного гравитационного опускания рассолов в нижележащие отложения здесь выражены слабо.

Таким образом, в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины регионально выделяются следующие водоносные комплексы (рис. 4): терригенного девона; карбонатных отло-

Рис. 4. Региональная схема распространения водоносных комплексов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1992).

Усл. обозн. см. на рис. 1



жений верхнего девона – нижнего карбона; нижнекаменно-угольных терригенных отложений; средне-верхнекаменно-угольных карбонатных отложений; терригенных и карбонатных пород нижней перми; сульфатно-терригенных пород кунгурского яруса нижней перми, характеризующиеся специфическими особенностями пространственного распределения, условиями залегания и гидрогеохимической характеристикой вмещающих отложений.

2.7. ОПОРНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

2.7.1. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Неоген-четвертичный комплекс Прикаспия включает в себя водоносные горизонты четвертичных, апшеронских и акчагыльских отложений, гидравлически связанных между собой и с поверхностными водами. Коллекторами служат в основном пески и алевролиты. Областью разгрузки являются речные долины крупных рек, озерные котловины.

Как правило, воды отложений континентального генезиса маломинерализованные (до 1, реже до 3 г/л). В связи с разнообразием факторов формирования химического состава верхней зоны отмечаются колебания минерализации вод различных районов. С.М. Кисельгоф (1961) установлено, что средний уровень минерализации прежде всего зависит от расчлененности рельефа, что обусловлено активностью водообмена в верхних водоносных горизонтах. Воды морских четвертичных отложений имеют пеструю минерализацию, которая повышается в юго-восточном направлении синеклизы. По составу воды преимущественно переходного типа от гидрокарбонатно-натриевого до хлормагниевого. Воды хлоркальциевого типа появляются на глубинах от 200 до 350 м с минерализацией до 20 г/л. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизаций для комплекса в основном больше единицы. Содержание сульфатов достигает 30 мг/л, гидрокарбонатов 50 мг/л. Содержание микроэлементов незначительное – от следов до первых единиц миллиграммов на литр.

Палеогеновый водоносный комплекс включает ряд горизонтов. Коллектор палеоцен-эоценовых отложений представлен в основном песками с прослоями песчаников и глин.

Минерализация вод изменяется в широких пределах (от 3 до 35 г/л). По типу воды самые разнообразные: от сульфатно-натриевых до хлоркальциевых. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации изменяется чаще от 0,9 до 1,2. Содержание сульфатов в водах от 50 до 300 мг/л; гидрокарбонатов до 50 мг/л. Микроэлементы встречаются в незначительных количествах.

Палеогеновая толща является региональным водоупорным перекрытием, разделяющим водоносные комплексы надсолевого и покровного гидрологических этажей. В юго-восточной части территории разгрузка вод палеогенового комплекса осуществляется главным образом в сторону Каспийского моря, а в западной части синеклизы – в долине р. Волги.

Верхнемеловой водоносный комплекс включает в себя отложения от сеноманского до датского ярусов включительно, представленные в основном карбонатными породами. Известняки на рассматриваемой территории, как правило, имеют хорошие коллекторские свойства.

В пределах западной прибрежной зоны водоносный комплекс залегает на глубине 200–500 м, содержит пресные и слабоминерализованные воды смешанных типов. С погружением вод и удалением в область солянокупольных поднятий минерализация вод резко увеличивается (до 50 г/л и более), и хлоркальциевый тип становится преобладающим. Поэтому содержание сульфатов и гидрокарбонатов варьирует в широких пределах.

В юго-западной части синеклизы карбонатные породы верхнего мела нередко имеют локальное распространение. Минерализация вод в подошвенной части комплекса возрастает, в отдельных случаях достигает даже 120 г/л. На восточном борту подземные воды верхнемеловых отложений вскрываются колодцами на небольших глубинах или выходят в виде нисходящих родников. Минерализация их колеблется от 0,1–0,4 до 1 г/л. По мере погружения водоносного горизонта в западном и юго-западном направлениях подземные воды вскрываются на глубинах 80–110 м. Одновременно увеличивается минерализация до 5–10 г/л. Натрий-хлорный коэффициент больше единицы. В водах повышенное содержание сульфатов (до 100 мг/л), гидрокарбонатов не более 250 мг/л, йода до 2,5 мг/л, брома не более 10 мг/л.

В верхнемеловых породах юго-восточной части впадины подземные воды приурочены в основном к сантонскому и маастрихтскому горизонтам, разделенным глинисто-мергелистыми образованиями кампана и маастрихта, а также к сено-

манским песчаникам. Воды сantonских отложений залегают на различных глубинах. На склонах речных долин и оврагов они выходят в виде нисходящих родников или же вскрываются колодцами на глубине 2–7 м, а также на водораздельных участках — на глубинах до 50 м. Минерализация вод в зоне интенсивной циркуляции 1–5 г/л. Химический состав воды довольно пестрый.

По мере погружения водоносного горизонта в западном и юго-западном направлениях подземные воды вскрываются в северо-восточной части Южно-Эмбенского поднятия на глубинах от 80–110 до 500 м. Одновременно увеличивается минерализация воды. Состав ее сменяется на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-натриевый. Минерализация подземных вод маастрихтского горизонта увеличивается по мере его погружения. При неглубоком залегании воды пресные и слабосолоноватые. Южнее и западнее они имеют минерализацию 8–10 г/л. На месторождениях Южной Эмбы минерализация увеличивается до 50–100 г/л и более. Наиболее высокая минерализация вод (108–210 г/л) зафиксирована в скважине вблизи купола Карапон (Ш.Х. Мусаев, 1988).

Диапазон изменения натрий-хлорного отношения в водах верхнего мела значителен — от 0,8 до 1,3. Содержания сульфатов и гидрокарбонатов в подземных водах изменяются в широких пределах: сульфатов — до 100 мг/л (но чаще 10–60 мг/л), гидрокарбонатов — не более 1000 мг/л. В водах содержатся микроэлементы: йод — до 10 мг/л, бром — 30–170 мг/л.

Воды нижнего мела приурочены к терригенным отложениям. Водовмещающие породы — пески и песчаники общей мощностью до 600 м. Диапазон изменения минерализации весьма широк (от 40 до 130 г/л). Максимальные значения солености в водах аптских отложений в юго-восточной части впадины достигают 240 г/л. Высокоминерализованные воды хлоркальциевого типа. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации изменяется от 0,7 до 0,9. Воды имеют повышенное содержание сульфатов и незначительное — гидрокарбонатов. Среди микроэлементов среднее содержание йода составляет 4 мг/л, а брома 150 мг/л.

В северной части Прикаспийской синеклизы водоносные породы средне-верхнеальбских отложений на отдельных участках выходят на дневную поверхность или перекрываются маломощным пластом элювиальных осадков. Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа. С погружением пород минерализация возрастает до 10–50 г/л.

Такой же соленостью характеризуются нижнемеловые воды восточной части синеклизы, где они залегают на глубинах от 40 до 500 м. По типу они пестрые: от гидрокарбонатно-натриевого, сульфатно-натриевого, хлормагниевого до хлоркальциевого. Отношение натрия к хлору, как правило, более 1. Содержание сульфатов в водах высокое, в ряде случаев достигает тысяч миллиграммов на литр, особенно на площадях Акжар и Кумызтюбе, где коэффициент сульфатности составляет 60–110. Содержание гидрокарбонатов в водах варьирует в широких пределах от первых единиц до сотен миллиграммов на литр. Концентрации йода 4–8 мг/л, брома от 1 до 30 мг/л.

В юго-восточной части Прикаспия минерализация вод в региональном плане закономерно возрастает в сторону северной части Каспийского моря от 50 до 100–150 г/л. Воды слабометаморфизованы, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,9–1,0. Характерна повышенная сульфатность вод. В то же время Д.А. Джангириянцем (1982) подмечено уменьшение сульфатности в сторону нефтяных месторождений Южной Эмбы. Содержание гидрокарбонатов, как правило, не превышает 250–400 мг/л. В водах присутствуют микроэлементы. Характер распределения йода и брома показан в табл. 1.

Таблица 1

Содержание, мг/л, йода и брома в водоносных горизонтах нижнего мела юго-восточной части Прикаспийской впадины

Водоносный раствор	Йод	Бром
Средне-верхнеальбский	До 1	1–13
Нижнеаптский	До 7	27–225
Неокомский	До 10–15	28–270

На Тенгизском нефтяном месторождении кровля альб-сенональских отложений залегает на глубинах 448–724 м, пошла — на глубинах 1200–1400 м. Воды напорные. Гидрогеологические уровни устанавливаются на отметках 3–15 м и выше дневной поверхности. Дебит скважин на самоизливе 6–14 л/с.

Юрский водоносный комплекс характеризуется специфическими особенностями по периметру Прикаспийской впадины. В юго-западной части он связан в основном со среднерусскими песчано-алевролитовыми образованиями. Отмечаются высокие дебиты вод на Астраханском своде. Минерализация составляет 160–190 г/л, тип — хлоркальциевый. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации 0,8–0,9.

Сульфатов больше, чем в меловых водах (150–260 мг/л). Содержание гидрокарбонатов 85–150 мг/л. Воды содержат мало микроэлементов (йода 6–10 мг/л, брома около 100 мг/л).

В западной части синеклизы водоносный комплекс юрских отложений приурочен к байосским пескам и алевролитам, разделенным прослойми глин. В диапазоне глубин 700–2000 м значения минерализации колеблются от 30 до 150 г/л, причем соленость вод увеличивается с глубиной. Сульфатов больше, чем в меловых водах (270 мг/л), гидрокарбонатов от 310 до 1400, чаще до 800 мг/л. Натрий-хлорный коэффициент изменяется от 0,75 до 0,90. Концентрации микроэлементов в водах с глубиной возрастают: йода до 10 мг/л, брома до 300 мг/л. Наиболее характерные гидрогеохимические особенности юрских отложений изучены на Красноармейском куполе (С.М. Кисельгоф, 1974). Залегая примерно на одинаковых отметках, воды имеют минерализацию от 124 г/л на западном крыле купола до 62 г/л в центральной части, возрастая до 110 г/л на восточном крыле.

В северной части рассматриваемой территории подземные воды верхнеюрского водоносного горизонта пресные и слабосоленоватые. Тип их – гидрокарбонатно-натриевый. В зашпированных отложениях тип вод сменяется на сульфатно-натриевый с увеличением минерализации до 10 г/л. В нижележащих среднеюрских отложениях соленость вод вниз по разрезу возрастает. Генетический тип вод изменяется от хлормагниевого до хлоркальциевого.

На востоке синеклизы карбонатные отложения верхней юры представляют собой водоупор для среднеюрского водоносного горизонта. В средней юре минерализация подземных вод варьирует в широких пределах, увеличиваясь от окраин к центру впадины и возрастая вниз по разрезу. Приконтурные воды характеризуются повышенной соленостью (30–60 г/л), а в скв. 2 Кенкияк минерализация достигает даже 116 г/л. Тип вод изменяется от сульфатно-натриевого до хлоркальциевого. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизаций равен 0,8–0,9. Сульфатность вод уменьшается от присводовых частей куполов к крыльям и межкупольным зонам по мере погружения водоносного горизонта. Содержание гидрокарбонатов в водах возрастает до 500 мг/л. Концентрации микроэлементов (в мг/л) изменяются в широких пределах: йода – до 8–20, брома – до 60.

На юге-востоке в Каратонском прогибе отложения нижней, средней и верхней юры представляют единую гидродинамическую систему. Глубина вскрытия водоносного комплекса

от 878 (Тажигали) до 1078 м (Теренъузек). Воды напорные, минерализация их 139–262 г/л. Коэффициент метаморфизации вод изменяется в широких пределах (от 0,4 до 0,85). Содержание сульфатов выше, а гидрокарбонатов ниже по сравнению с водами нижнего мела. Содержание йода не превышает 10 мг/л, концентрации брома в водах четко контролируются минерализацией.

Пермоториасовый водоносный комплекс включает отложения верхней перми и триаса. Нижним водоупором этого комплекса является галогенная толща кунгура, имеющая повсеместное распространение. В юго-западной части впадины подземные воды триасовых отложений вскрыты и изучены на разных глубинах: менее 1000 м на площади Камышитовой и около 4000 м на Царынской площади. Воды относятся к крепким рассолам хлоркальциевого типа, минерализация их достигает 230–250 г/л и выше. Натрий-хлорный коэффициент (метаморфизации) низкий (0,55–0,88). Содержание карбонатов от 30 до 125 мг/л. Из микроэлементов присутствует йод (10–40 мг/л), содержание брома варьирует в широких пределах (от 224 до 750 мг/л). На площади Долгожданная (скв. 2) содержание последнего достигает 1237 мг/л.

В западной части синеклизы пермотриасовый водоносный комплекс представлен в основном карбонатными, доломитовыми, гипсоангидритовыми отложениями нижнего триаса и верхней перми. Глубина залегания опробованных интервалов от 800 до 1500 м, в прибрежной части Прикаспийской впадины до 4500 м (ближе к центру). Минерализация вод изменяется в широких пределах от 100 до 300 г/л. Волгоградскими гидрогеологами в данном комплексе отмечено наличие гидрогеохимической инверсии.

В северной части Прикаспийской впадины разброс в значениях минерализации пермотриасового водоносного комплекса еще шире. Химический облик вод пестрый. Но повсюду характерной особенностью является увеличение солености вод к подошве комплекса.

На востоке рассматриваемой территории Ж.С. Сыдыков (1966) в пермотриасовых отложениях выделяет: а) верхнепермский водоносный горизонт; б) нижний нижнетриасовый водоносный горизонт; в) верхний нижнетриасовый водоносный горизонт. Причем водоносный горизонт терригенных отложений верхнего триаса – нижней юры выделяется самостоятельно. Глубина залегания подземных вод отложений пермотриаса колеблется от 250 до 760 м в присводовых частях куполов и от 830 до 2000 м и более на далеких крыльях и

в межкупольных зонах. Вниз по разрезу минерализация вод возрастает. Натрий-хлорный коэффициент метаморфизации в ряде случаев уменьшается до 0,6–0,7. Тип вод — хлоркальциевый. Характерно высокое (более 1000 мг/л) содержание сульфатов, содержание гидрокарбонатов варьирует в широких пределах, но чаще от 150 до 500 мг/л. В водах присутствуют микроэлементы. Характерные содержания йода и брома на площадях восточного борта Прикаспийской впадины приведены в табл. 2.

1 §. 16^‡ 2

Содержание, мг/л, йода и брома в подземных водах пермитриасового водоносного комплекса восточного борта Прикаспийской впадины (по В.А. Бочкаревой, Ж.С. Сыдыкову, Д.А. Джангириянцу, 1973)

Площадь	Йод	Бром
Аккум	Не обнаружено	1,3
Шенгельши	2,7–8,4	37,5–189,5
Кокжиде	17,1	346,8
Кенкияк	1,2–22,3	39,8–35,8
Каратюбе	2,3–32,8	58,0–350,0
Акжар	1,4–2,5	21,8–48,5
Северный Лактыбай	0,2–4,2	4,2–68,1
Тускум	6,7–16,8	76,8–477,0
Шубаркудук	0,25–6,7	34,3–158,3

Прослеживается увеличение их концентраций с глубиной, особенно брома, ближе к кунгурской соленосной толще.

В юго-восточной части Прикаспия водовмещающими породами пермитриасовых отложений являются пески, песчаники и алевролиты, перекрытые глинистыми пластами. Емкостные и фильтрационные свойства пород-коллекторов по площади изменяются в широких пределах. Но по сравнению с нижнемеловыми и юрскими породами они здесь менее водообильны. Минерализация вод непостоянна даже в пределах одной структуры и зависит от степени гидрогеологической закрытости, глубины вскрытия отложений и близости соляного штока. В целом она уменьшается к югу, в сторону Южно-Эмбенского поднятия. По химическому составу пластовые воды относятся преимущественно к хлоркальциевому типу. Воды слабометаморфизованы ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,9$). Сульфатность вод в этой зоне низкая. Содержание гидрокарбонатов в основном не превышает 150 мг/л.

Характерной особенностью вод кунгурского комплекса является наличие мощной сульфатно-галогенной толщи с прослойями и линзами терригенных и карбонатных пород.

Многими исследователями отмечено наличие высоконапорных линз в толще солей. Рапа в этих линзах характеризуется высокой минерализацией (300–500 г/л и более). Тип ее — чаще хлормагниевый, реже хлоркальциевый. В табл. 3 представлены гидрохимические особенности рассолов западной части Прикаспия.

1.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССОЛОВ

**Химический состав рассолов межсолевых линз
(по А.И. Ткаченко, Д.Ф. Козловой, 1987)**

Площадь	Глуби-на опробова- ния, м	Мине- рализа- ция, г/л	Содержание основных солей, %			Микроэлементы, мг/л	
			NaCl	MgCl ₂	CaCl ₂	I	Br
Лободинская	2469	468,3	0,1	92,8	6,8	Не опр.	8791,2
Горно-Балы- клейская	1004	356,7	15,7	78,2	5,8	"	5860,0
Светлогорская	1241	473,0	6,6	92,0	—	"	12320
Восточно- Сарпинская	3097	316,8	70,2	6,9	22,0	16,8	623,6
Александров- ская	3640	541,8	1,5	57,4	41,0	4,6	3605,2

Исследования Г.А. Московского (1988) по рассолам и включениям в соленосных породах свидетельствуют о преимущественно хлормагниевом составе рапы. Рапа насыщена сульфатами до предельных значений. Малосульфатных вод в кунгурских отложениях не встречено. Для вод характерны повышенные значения концентраций гидрокарбонатов.

Рассолы зачастую обогащены йодом и бромом. Так, в скв. 264 Лободинская, 101 Демидовская, 9 Тенгиз при проявлениях кунгурской хлормагниевой рапы были отмечены высокие концентрации йода (35–44 мг/л), что оказалось весьма необычным явлением, так как до этого случая в большинстве проб содержание йода не превышало 5–10 мг/л. Концентрации брома в маточных рассолах контролируются минерализацией (А.С. Панченко, 1966; В.П. Ильченко, 1975). Поэтому его содержание в пробах зафиксировано до 12 г/л. Причем Л.А. Анисимовым (1988) подмечено, что высокие концентрации брома характерны для хлормагниевых рассолов, а йода — для хлоркальциевых.

В нижнем (подсолевом) гидрогеологическом этаже нижне-пермский водоносный комплекс приурочен к терригенной сакмаро-артинско-ассельской толще с прослойями доло-

митов. Минерализация вод изменяется в пределах от 150 до 250 г/л. Воды метаморфизованные, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,7–0,9. Тип — хлоркальциевый. Содержание сульфатов до 450 мг/л и гидрокарбонатов до 270 мг/л. В водах содержатся микроэлементы: в среднем йода 13 мг/л, брома 225 мг/л.

В северной части Прикаспийской впадины широкие колебания минерализации и изменения химического облика вод нижней перми Л.Д. Тальновой объясняются влиянием древнеинфилтратионных вод.

В подсолевых каменноугольных отложениях минерализация вод изменяется в широких пределах от 100 до 290 г/л. Воды рассматриваемых отложений хорошо изучены на Астраханском своде. Соленость их не превышает 130 г/л. Тип вод в основном хлоркальциевый, реже встречается и гидрокарбонатно-натриевый. С глубиной уменьшается растворимость сульфатов, но увеличивается содержание гидрокарбонатов.

В средне- и нижнекаменноугольных отложениях Каракульско-Смушковской зоны поднятий юго-западной части Прикаспия минерализация вод вниз по разрезу уменьшается до 60–70 г/л, т.е. отчетливо проявляется гидрогеохимическая инверсия. Впервые на это явление на ограниченном фактическом материале для условий западной части Прикаспийской впадины указал Л.А. Анисимов (1977). Им показано, что соотношение объема возрожденных вод и объема резервуара, содержащего свободные гравитационные воды, слабо подверженные процессам метаморфизма, и определяет уровень минерализации вод глубоких горизонтов бортовой зоны Прикаспийской впадины. Важно отметить высокие концентрации йода. Этот компонент оказался наиболее характерным для вод пониженной минерализации. Существенную роль в опреснении вод глубокозалегающих горизонтов, по мнению В.П. Ильченко, А.В. Бочкирева (1989), играют органогенные воды. А.А. Размышляев (1989) считает, что в общем балансе маломинерализованных вод надо учитывать и "гидратные" воды.

В северной части синеклизы воды наиболее минерализованы.

На восточном борту карбонатный комплекс включает две разновозрастные толщи. Пластовые воды толщи КТ-I залегают в интервале глубин 2752–3201 м, а КТ-II — в интервале глубин 3150–5182 м. Минерализация их 100–140 г/л. Характерна обедненность вод сульфатами. Содержание гидрокар-

бонатов в водах мало чем отличается от содержания их в вышележащем комплексе.

Отложения же нижнего карбона – верхнего девона на всей территории вскрыты единичными скважинами. Наиболее достоверные сведения получены в скв. 9 Бозоба Северная (инт. 5273–5210 м), где при дебите перелива 634 м³/сут получена пластовая вода с минерализацией 68 г/л. Иными словами, в подсолевых отложениях восточного борта Прикаспийской впадины с глубиной прослеживается гидрогеохимическая инверсия. По сведениям В.М. Кирьяшкина (1988), наиболее отчетливо она выражена на площади Урихтау.

В юго-восточной части Прикаспия в подсолевых каменноугольных отложениях наиболее представительная информация имеется по площади Каратон (24 анализа по пяти скважинам). Среднее значение минерализации 235 г/л. Для всех проб воды характерны повышенные значения натрий-хлорного коэффициента (0,98–1,0). В Каратон-Тенгизской зоне поднятий (пл. Каратон, Турсай, Равнинная, Жанасу) содержание сульфатов в водах с глубиной возрастает, а гидрокарбонатов – уменьшается.

Получены первые сведения о водах, подстилающих Тенгизское нефтяное месторождение (пл. Королевская, скв. 13, инт. 4938–4924 м). Минерализация их 159 г/л, натрий-хлорный коэффициент – 0,93. Характерно наличие в воде сероводорода 197 мг/л. Следует отметить, что по результатам (ВолгоградНИПИнефть) определения солености остаточной воды в керне (скв. 11 и 38) получена общая минерализация 130 г/л. Тип вод – хлоркальциевый и хлормагниевый.

Таким образом, сравнительный анализ опорных гидрологических разрезов Прикаспийской впадины (рис. 5) показывает закономерное увеличение минерализации подземных вод с глубиной вплоть до кунгурской соленосной толщи, а также гидрокарбонатов и микроэлементов (бром и йод). Тип воды изменяется от гидрокарбонатно-натриевого до хлоркальциевого.

Рассолы кунгурской соленосной толщи характеризуются высокой соленостью (до 540 г/л). Рапа насыщена сульфатами до предельных значений, для нее свойственны повышенные концентрации гидрокарбонатов. Состав рапы преимущественно хлоркальциевый, хотя в западной части синеклизы – чаще хлормагниевый. Рассолы обогащены микроэлементами. Подмечено, что высокие концентрации брома характерны для хлормагниевых рассолов, а йода – для хлоркальциевых.

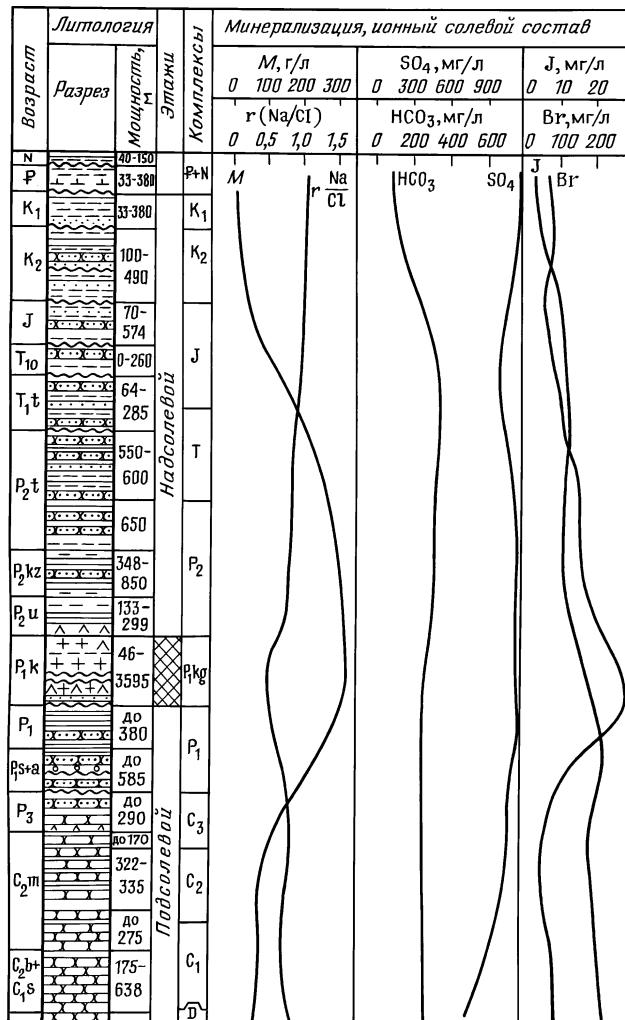
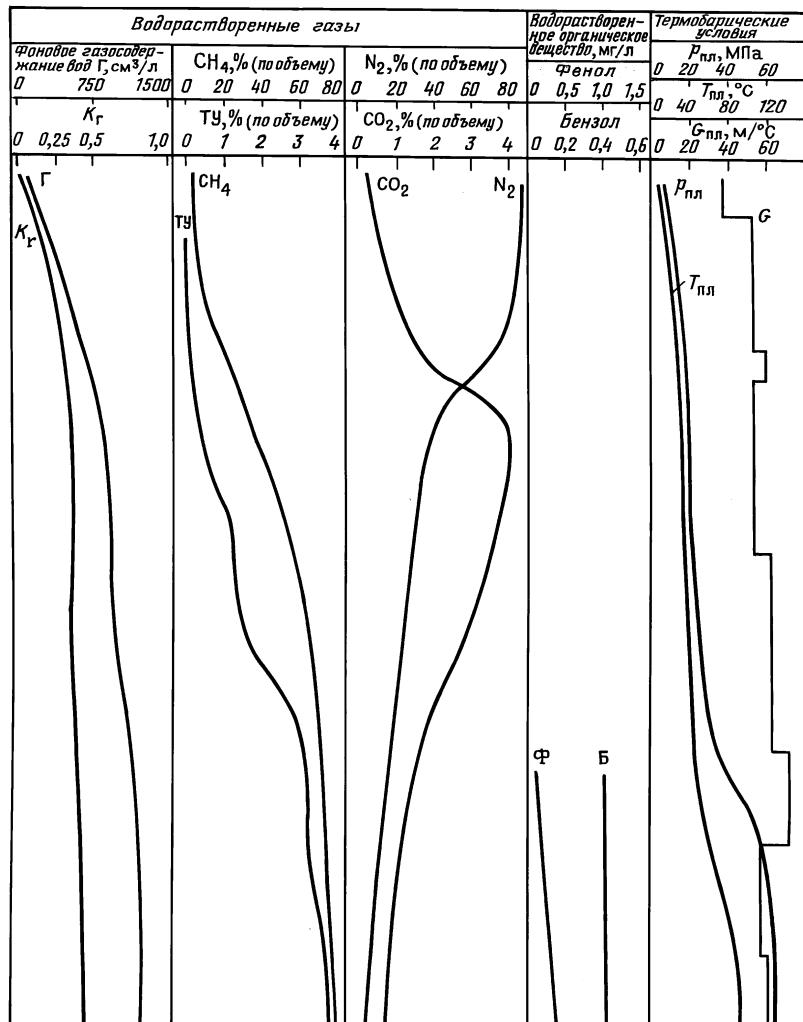


Рис. 5. Сводный опорный гидрогеологический разрез Прикаспийской

Нижний подсолевой гидрогеологический этаж характеризуется наличием гидрохимической инверсии, т.е. уменьшением минерализации вниз по разрезу от соленосной толщи. С глубиной уменьшается растворимость сульфатов, но увеличи-



впадины (составил В.П. Ильченко, 1990)

вается содержание гидрокарбонатов. Содержание йода варьирует в широких пределах, а концентрация брома в водах контролируется минерализацией. Тип вод изменяется от хлоркальциевого до переходного или гидрокарбонатного.

2.7.2. ВОДОРАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ

Фоновая газонасыщенность вод неоген-четвертичных отложений синеклизы невысока, всего $50-100 \text{ см}^3/\text{л}$, причем увеличивается к подошве комплекса. Коэффициент газонасыщенности вод составляет $0,1-0,25$. Состав газа изменяется от чисто азотного в зоне малых мощностей осадков до азотно-метановых. В скв. 3 и 4 Эльтонские доли азота достигает даже 97 %. В родниках же растворенные газы преимущественно метановые. В юго-западной части Прикаспийской впадины с погружением отложений газонасыщенность вод заметно возрастает, в составе газа преобладает доля метана.

Верхнемеловые породы включают азотно-метаново-углекислые и метановые водорасстворенные газы. Концентрация азота в основном не превышает 5–25 %. Содержание кислых компонентов 1–2 %. Газонасыщенность вод до $200 \text{ см}^3/\text{л}$, на востоке синеклизы не превышает $100 \text{ см}^3/\text{л}$, а в северной части еще меньше. Коэффициент газонасыщенности до 0,3.

Газы, растворенные в подземных водах нижнемеловых отложений, достаточно хорошо изучены в юго-восточной части Прикаспия. В верхних частях отложений тип газа преимущественно азотно-метаново-углекислый, хотя на ряде площадей (Агнияз, Корсак, Жантай, Прорва, Карабунгул и др.) доля углекислого газа существенная (до 20–40 %). Фоновая газонасыщенность вод в основном не более $200-250 \text{ см}^3/\text{л}$. К нижней части меловых отложений газонасыщенность вод возрастает (Д.А. Джангириянц, 1982). В составе газа преобладает метан. За счет влияния залежи углеводородов газонасыщенность вод на площади Тажигали (скв. 35, интервал 1034–1035 м) достигает $924 \text{ см}^3/\text{л}$.

Фоновая газонасыщенность вод нижнемеловых отложений юго-западной части Прикаспия обычно не превышает $500 \text{ см}^3/\text{л}$, увеличиваясь с глубиной залегания комплекса. Водорасстворенные газы метанового типа, содержание которого достигает 90 %. Наблюдается незначительное увеличение углекислого газа по сравнению с вышележащим комплексом. Содержание азота остается на том же уровне – до 10 %. Отношение упругости водорасстворенных газов к пластовому давлению в отложениях нижнего мела составляет 0,3–0,5.

На восточном борту Прикаспийской впадины в юрских отложениях фоновая газонасыщенность вод изменяется от 200 до $500 \text{ см}^3/\text{л}$, коэффициент газонасыщенности равен 0,3.

Воды с азотным типом газа встречены в нижне-среднеюрских породах на площадях Кумсай, Кенкияк, Кара-Тюбе, Акжар и др. Концентрация азота варьирует в диапазоне 40–85 %. Фоновое содержание метана в пределах 50 %, доля тяжелых углеводородов не более 1 %. Л.М. Зорькиным, Е.В. Стадником, В.Г. Козловым (1975) установлено, что юрские отложения здесь отличаются низкими концентрациями гелия.

Водорастворенные газы юрских отложений юго-восточной части синеклизы относятся к метановому и метаново-азотно-углекислым типам, фоновая газонасыщенность вод возрастает вниз по разрезу и достигает 760 см³/л. Типичные представители водорастворенных газов приведены в табл. 4. Доля метана составляет 50–95 %, тяжелых углеводородов до 10 %, углекислого газа 1–2 %. Содержание азота в газах изменяется в широких пределах (от 2 до 40 %). Коэффициент газонасыщенности составляет 0,2–0,4.

†‡. †Ē‡ 4

Характеристика водорастворенных газов юрских отложений юго-восточной части Прикаспия

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Газонасыщенность, см ³ /л	Содержание, % (объемная доля)			
			CH ₄	TY	N ₂	CO ₂
Елемес, 4	2596–2654	Не опр.	91	5	Нет св.	Нет св.
Прорва, 1	2268–2272	650	74	1	10	2
Каратон, 446	1168–1175	668	90	5	3	1
Тажигали, 7	958–970	761	95	3	2	Отс.
Мунайли, 9	1142–1379	139	50	Нет св.	40	Нет св.
Кульсыры, 309	986–1006	680	86	9	2	1

Юрские отложения юго-западной части Прикаспия характеризуются повышенным газосодержанием (800–1000 см³/л). Тип газа в основном метановый, реже метаново-азотно-углекислый. Коэффициент газонасыщенности составляет 0,4–0,5. В ряде случаев для газов, растворенных в юрских водах этой части синеклизы, характерно повышенное содержание азота. Хотя по мере погружения пород в сторону центральной части впадины его доля уменьшается. Содержание азота изменяется от 41 (скв. 5 Паромненская) до 81 % (скв. 281 Ленченковская). Концентрация метана в пробах варьирует от 12 до 20 %, углекислого газа от 1,2 до 2 %. Фоновая газонасыщенность вод 350–500 см³/л. Коэффициент насыщения вод газами равен 0,3–0,4.

В водах северных площадей синеклизы водорасторовенные газы неглубокозалегающих юрских отложений по составу в основном азотные, содержание азота достигает 70–95 %, доля метана всего 10–25 %. Газосодержание не превышает 100–105 см³/л.

В подземных водах пермоториасового водоносного комплекса восточного борта Прикаспийской впадины фоновая газонасыщенность изменяется от 400 до 700 см³/л, возрастающая вниз по разрезу. Азотные газы с содержанием N₂ 50–75 % встречены в пределах окраинных зон (Тускум, Мортук). В направлении Каспийского моря водорасторовенный газ становится метаново-азотным и азотно-метановым (Хобда, Шубар-Кудук, Кара-Тюбе и др.). Содержание метана 60–70 %. В том же направлении газы обогащаются тяжелыми углеводородами от следов и сотых долей (Тускум, Мортук) до десятых и первых единиц процентов (Хобда, Шубар-Кудук и др.). Концентрация CO₂ не превышает 2–4 %.

Водорасторовенные газы пермоториасовых отложений на юго-востоке впадины относятся к метановому типу. По мере увеличения глубины залегания водовмещающих отложений комплекса прослеживается рост газонасыщенности вод и коэффициента газонасыщенности. В наиболее глубоких скважинах 1 Южная и 3 Тасым (глубина более 3 км) в составе водорасторовенных газов преобладает метан (80–90 %). Эти закономерности в изменении газовой составляющей подземных вод, по мнению Л.М. Зорькина и др. (1975), позволяют предположить, что в глубоких межкупольных зонах воды пермоториаса предельно насыщены углеводородными газами.

Газонасыщенность вод пермоториасового комплекса в юго-западной части впадины составляет от 750 до 1000 см³/л. Водорасторовенные газы здесь представлены главным образом метаном, среднее содержание которого в пробах достигает 80–85 %. Концентрация азота достигает 12 %, двуокиси углерода 1,5 %. Фоновый коэффициент ($\hat{e}_{\text{нac}}/\hat{e}_{\text{пa}}$) равен 0,5.

На западе Прикаспийской впадины в пермоториасовых отложениях водорасторовенные газы по составу неоднородны. Если в пробах из скважин Паромненской площади они состоят в основном из метана и азота (среднее содержание каждого компонента около 50 %), то на Светлоярской площади они преимущественно метановые (содержание метана около 80 %). Тяжелых углеводородов незначительное количество (от 0,5 до 5 %). Содержание CO₂ от следов до 1,2 %. Фоновая газонасыщенность пластовых вод до 500 см³/л, при коэффициенте газонасыщенности 0,4.

Неоднородны по составу водорастворенные газы и в северной части рассматриваемой территории с той лишь разницей, что фоновая газонасыщенность здесь ниже и составляет $200-250 \text{ см}^3/\text{l}$.

В кунгурской соленосной толще заключены водорастворенные газы метанового типа. Анализ, проведенный Г.А. Московским (1988), показал, что рассолы сульфатно-терригенных пород кунгурского яруса содержат (в %): метана – 75–78, тяжелых углеводородов 4–7, углекислого газа 0,5–2,2. Исследованиями волгоградских гидрогеологов установлено, что в скв. 5, 38 Эльтонской площади содержание метана составило 93–96 %, доля азота мизерна. Хотя на площадях Волжская, Лугопролейская концентрация метана 65–70 %, а количество азота увеличивается до 9–16 %. Причем характерно и повышенное содержание тяжелых углеводородов в водорастворенных газах (до 10 %).

Зачастую рапопроявления сопровождаются обильным выделением сероводорода. Так, в скв. 264 Лободинская (интервал 4359–4364 м) концентрация сероводорода в пластовой воде достигала 3,4 г/л, а в воздухе 300–500 мг/л.

Газонасыщенность вод возрастает с глубиной к подошве комплекса. Коэффициент газонасыщенности можно принять равным 0,4–0,5, а содержание газа – до $1000-1500 \text{ см}^3/\text{l}$. На Южно-Плодовитинской площади (скв. 4, забой 4200 м) в водорастворенном газе зафиксированы повышенные концентрации азота и диоксида углерода.

В водоносном комплексе асельско-артинских отложений нижней перми восточного борта впадины газонасыщенность изменяется от 600 до $875 \text{ см}^3/\text{l}$ (В.А. Бочкирева, Ж.С. Сыдыков, Д.А. Джангирьянц, 1973), коэффициент газонасыщенности не превышает 0,4. А по результатам глубинных гидрогеологических исследований СевКавНИПИгаза (В.П. Ильченко, Ю.Г. Гирин, А.А. Темиров) газонасыщенность вод нижележащих отложений достигает $1000-1200 \text{ см}^3/\text{l}$ при коэффициенте газонасыщенности 0,6–0,8. В растворенных газах преобладает метан (64–76 %). Сумма тяжелых углеводородов 3,5–6,4 %. Содержание азота 14–30 %, доля CO_2 не превышает 2 %. Из редких присутствуют гелий в объеме 0,11–0,21 % и аргон 0,06–0,11 %. В водоносных комплексах карбонатных пород (КТ-I и КТ-II) фоновая газонасыщенность вод $1100-1300 \text{ см}^3/\text{l}$ (Жанажол, Урихтау, Кожасай и др.), коэффициент газонасыщенности равен 0,4–0,5. В составе водорастворенного газа концентрация метана возрастает до 80–87 %, доля тяжелых углеводородов увеличивается до 5 %, а

азота снижается до 9–10 %. Содержание двуокиси углерода не более 1 %. В приконтурных водах (скв. 3 Бактыгаран, скв. 14 Жанажол) газонасыщенность достигает 3000 см³/л, коэффициент газонасыщенности 0,65–0,95. Следует отметить, что все глубинные воды толщ КТ-I и КТ-II имеют характерный запах сероводорода.

В юго-восточной части Прикаспия водорастворенные газы в подсолевых нижнепермских отложениях изучены на площадях Южная и Тортай. Газовая составляющая представлена в основном углеводородами. Содержание метана составляет 60–95 %, тяжелых углеводородов 5–11 %, азота до 4 %, углекислого газа до 14 %. Сведений по газовому фактору нет. Можно предположить, что фоновая газонасыщенность вод будет составлять 1000–1500 см³/л. Тип водорастворенных газов, заключенных в водах каменноугольных отложений, – метановый (табл. 5). Доля метана 70–97 %, содержание тяжелых углеводородов повышенное (до 25 %), концентрации азота изменяются в широких пределах (от 1,2 до 15,4 %), значения углекислого газа минимальны (до 1 %). Данных по газонасыщенности вод каменноугольных отложений нет.

Фоновая газонасыщенность вод подсолевых нижнепермских отложений юго-западной части Прикаспия достигает 1500 см³/л. Среднее содержание метана около 70 %, доля тяжелых углеводородов 2–3 %, азота 10 %, углекислого газа 3 %. Коэффициент газонасыщенности равен 0,6–0,7.

†. †. †. 5

Характеристика водорастворенных газов каменноугольных отложений юго-восточной части Прикаспия

Площадь, номер	Возраст	Интервал перфорации, м	Содержание, % (объемная доля)			
			CH ₄	TY	N ₂	CO ₂
Южная, 1	C ₁	5370–5386	96,7	2,5	1,2	Следы
Южная, 1	C ₁	5229–5250	87,7	11,1	Нет св.	Нет
Южная, 1	C ₂	4510–4560	70,6	25,2	То же	Нет св.
Каратон, 1	C ₁	4415–4533	85,8	1,5	11,4	"
Каратон, 1	C ₁	4416–4723	68,0	3,1	15,0	"
Тортай, 4	C ₁	3280–3286	93,7	0,8	1,4	0,8
Тортай, 14	C ₁	2886–2892	72,9	11,5	15,4	Нет св.

П р и м е ч а н и е. Газонасыщенность вод не определялась.

Газонасыщенность вод каменноугольного комплекса высокая (более 2000–2500 см³/л). Пластовые воды, подстилающие Астраханское ГКМ, характеризуются аномальными значениями газового фактора (до 17–20 м³/м³). В составе водорастворенных газов высоки концентрации кислых компонентов

(сероводорода до 40–55 %, углекислого газа до 42 %). Высокие концентрации кислых компонентов также зафиксированы на востоке Астраханского свода (Казахская республика) в водах подсолевых отложений площади Кордуан (Имашевская).

Состав водорасторовенных газов подсолевых нижнепермских и среднекаменноугольных отложений западной части Прикаспийской впадины изменчив (скв. 5, 15 Федоровские, скв. 1 Комсомольская, скв. 14 Тингутинская, скв. 3 Иловатская). В основном он углеводородный. В пробах отмечается повышенное содержание тяжелых углеводородов (до 5 %). Содержание азота не превышает 3–5 %. По мнению Л.М. Зорькина и Е.В. Стадника (1971), в целом по разрезу в подсолевых отложениях по генезису азот преимущественно биогенный. Фоновая газонасыщенность вод составляет 700–800 см³/л. Коэффициент газонасыщенности равен 0,5. Характеристика водорасторовенных газов верхнебашкирско-нижнемосковского горизонта дается по результатам исследований скв. 2 Николаевская. Фоновая газонасыщенность вод здесь 800–900 см³/л. Коэффициент газонасыщенности – 0,5–0,6. В составе газа – метана до 91 %, тяжелых углеводородов 0,5 %, азота 1,3 %, углекислого газа 5,8 %.

В верхневизейско-нижнебашкирских отложениях газовая составляющая пластовых вод изучена на площадях (Горноводянская, Иловатская, Федоровская, Суводская). В составе водорасторовенных газов преобладает метан (до 90 %), доля тяжелых углеводородов 2–3 %, азота 5–8 %, углекислого газа 1–1,5 %. Тип – метаново-азотно-углекислый. Фоновая газонасыщенность вод до 1000 см³/л, коэффициент газонасыщенности – 0,5–0,6.

В средне-верхневизейском водоносном комплексе растворенные газы представлены преимущественно метаном, тяжелых углеводородов до 3 %, азота до 3 %, углекислого газа 1–2 %. Повышенные (до 10 %) концентрации тяжелых углеводородов отмечены в приконтурных нефтяных водах скв. 3 Овражная и скв. 15 Федоровская, что является для этих отложений надежным нефтепоисковым гидрогеологическим признаком (В.И. Титов, 1987). Фоновая газонасыщенность вод возрастает и достигает 1000–1200 см³/л при коэффициенте насыщения вод 0,5–0,6. Так, на Николаевской площади газонасыщенность составила 916 см³/л, коэффициент газонасыщенности – 0,5.

В верхнедевонских отложениях (саргаевско-турнейский карбонатный горизонт) водорасторовенные газы наибо-

лее охарактеризованы работами последних лет, так как они являлись основным объектом поисково-разведочных работ в западной части Прикаспия и ее ближайших обрамлений. Газовый состав вод всего комплекса преимущественно углеводородный с высокими концентрациями гомологов метана, что отражает присутствие нефтяных залежей. На долю метана приходится от 70 до 88 %, тяжелых углеводородов от 4 до 10 %, азота от 2 до 8 %. Содержание углекислого газа незначительное (от следов до 1,5 %). Тип — метаново-азотно-углекислый. Следует отметить, что на Красноярской площади водорастореный газ в своем составе содержал 71 % азота и только 15 % метана. Фоновая газонасыщенность вод 1200—1400 см³/л, за счет влияния залежей углеводородов она еще выше (до 2000 см³ и более). Коэффициент газонасыщенности 0,6—0,7.

В среднедевонском терригенном комплексе газовый состав пластовых вод преимущественно углеводородный, с незначительными примесями азота и реже углекислого газа (скв. 49, 56 Октябрьские, скв. 13 Добринская, скв. 8 Северо-Ключевская, скв. 3 Иловатская). Содержание метана до 88 %, тяжелых углеводородов до 10 %, азота 3—6 %, двуокиси углерода — 1,5 %. При этом фоновая газонасыщенность вод рассматриваемой и сопредельной территории до 1500 см³/л и более, а коэффициент газонасыщенности составляет 0,6—0,7.

Таким образом, анализ газовой составляющей Прикаспийской впадины показывает (см. рис. 5) в целом закономерное увеличение газонасыщенности вод с глубиной. В подсолевых отложениях фоновая газонасыщенность вод достигает 1500 см³/л и более, а коэффициент газонасыщенности равен 0,7—0,9. Тип водорасторенных газов по разрезу существенно изменяется. Так, содержание метана и тяжелых углеводородов с глубиной возрастает, а азота, наоборот, уменьшается. Концентрация углекислого газа в надсолевом гидрогеологическом этаже с глубиной возрастает, а в подсолевом гидрогеологическом этаже уменьшается. Сероводородные газы приурочены к глубокозалегающим карбонатным массивам и тяготеют к крупным углеводородным скоплениям. На общем фоне недонасыщенных вод нефтяные и газовые залежи проявляются ореолами повышенной газонасыщенности.

2.7.3. ВОДОРАСТВОРЕННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Исследованиями Е.А. Барс (1981) показано, что водорастворенное органическое вещество (ВРОВ) является важным признаком нефтегазоносности недр. Из всей гаммы ВРОВ в Прикаспийской впадине наиболее изучены фенолы и бензол. Для фенолов характерна закономерность увеличения их концентраций с глубиной залегания водоносных комплексов. Повышенная концентрация фенолов связана с термокаталитическим разложением смолистых компонентов и битумов и переходом хорошо растворимых фенольных соединений в пластовые воды. Чаще концентрация фенолов в водах от следов до 1,0 мг/л. Анализ распределения фенолов в поверхностных водах и в водах верхней гидрогеологической зоны (до среза 500 м), проведенный А.С. Зингером, показывает, что в большинстве случаев они отсутствуют или их концентрации не превышают тысячных долей миллиграмма на литр, что и составляет фоновые содержания.

Изучение распределения содержания бензола по разрезу показало, что с глубиной его концентрация увеличивается. Если на глубине до 1000 м почти все полученные значения концентраций укладываются в диапазон 0–0,1 мг/л, то с дальнейшим увеличением глубины растет число значений с высокой концентрацией бензола. Анализ гистограмм, проведенный Л.А. Анисимовым (1979), показал, что наибольшее количество значений более 0,5 мг/л отмечается в интервалах 2000–3000 и 4500–5000 м. В табл. 6 приводятся данные по распределению бензола в водах глубоких горизонтов.

В юго-западной части Прикаспия в рассолах кунгурской толщи зафиксировано содержание бензола 0,02–0,16 мг/л, фенолов 0,2–0,4 мг/л.

Сведений по водорастворенному органическому веществу в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины крайне мало. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что концентрации бензола и фенолов в водах изменяются в широких пределах. Для бензола чаще встречаются значения 0,3–0,6 мг/л, для фенолов 0,2–0,5 мг/л. В ряде случаев отмечено присутствие повышенных концентраций ВРОВ в среднекаменноугольных водах Астраханского ГКМ. Подмечена парагенетическая связь между концентрацией бензола в нефтях и конденсатах и содержанием бензола в пластовых водах.

1.6. ИСКУССТВЕННЫЕ

**Содержание бензола в водах разведочных площадей палеозойских отложений Прикаспийской впадины и ее ближайших обрамлений
(по В.И. Титову, 1987; В.П. Ильченко, 1990)**

Площадь, номер скважины	Возраст, горизонт	Интервал перфора- ции, м	Минера- лизация, г/л	Содеря- ние бензо- ла, мг/л
Терсинская, 29	Старооскольский	2310 – 2350	230	0,64
Сазоновская, 1	Старооскольский	2981 – 3010	225	1,82
Горно-Пролей- ская, 1	Евлановско-ли- венский	4661 – 4673	201	1,00
Горно-Пролей- ская, 1	Ливенский	4702 – 4696	203	0,16
Суводская, 7	Ливенский	4766 – 4828	215	0,68
Антиповско- Балыклейская, 82	Бобриковский	4096 – 4113	210	0,23
Антиповско- Балыклейская, 81	Бобриковский	4120 – 4098	206	0,21
Иловатская, 3	Алексинский	3511 – 3542	240	0,34
Федоровская, 12	Нижнебашкир- ский	4124 – 4144	227	0,25
Бурлинская, 2	Нижняя пермь	4176 – 4181	—	0,10
Каменская, 7	Средний карбон (мелекесский)	1978 – 1986	—	0,55
Январцевская, 12	Нижний карбон	5022 – 5031	—	0,65
Чинаревская, 9	Верхний девон	5150 – 5182	—	0,66
Курсай, 4	Нижняя пермь, сакмаро-артинс- кий	4450 – 4490	117	0,45
Аккум, 1	Средний карбон, КТ-II	4790 – 4810	—	0,12
Аккудук, 19	Средний карбон, КТ-II	5052 – 5039	—	0,31

2.7.4. ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В Прикаспийской впадине характер изменения температур ниже нейтрального слоя сложный. Он обусловлен многими факторами, основные из которых: литология, гидрогеологический режим и глубина залегания различных по геотермической характеристике толщ (А.С. Зингер, В.В. Котровский, 1979). В верхнем гидрогеологическом этаже температура составляет 5 – 12 °C, геотермическая ступень равна 35 м/°C.

Такие значения геотермической ступени характерны и для палеогеновых пород. Температура в них возрастает до 16 –

23 °С, пластовое давление до 7–12 МПа. В этих отложениях наиболее полно изучены гидродинамические условия. Движение вод в региональном плане направлено в сторону наиболее погруженных частей Прикаспийской впадины и акватории Каспийского моря. Причем отметки напоров (по Е.В. Стаднику и В.Г. Козлову, 1969) изменяются от +(5–104) до –10 м и ниже.

В верхнемеловом водоносном комплексе температура изменяется от 20 до 25 °С, пластовое давление – от 7 до 20 МПа. Геотермическая ступень составляет 45–50 м/°С.

В юго-западном направлении в Прикаспии температура недр возрастает и в водах нижнего мела достигает 35–40 °С, давление равно 26 МПа, а геотермическая ступень составляет 50 м/°С.

В юрском водоносном комплексе температура увеличивается с глубиной до 35–45 °С. На Астраханском своде она достигает 50 °С. В сторону погружения частей Сарпинского прогиба температура повышается до 65 °С. Геотермическая ступень равна 50 м/°С.

В пермотриасовом водоносном комплексе изменение геотермических параметров наиболее отчетливо контролируется соотношением в разрезе глинистых и песчаных пород. В верхней части разреза температура равна 45–50, в нижней 60–90 °С. Водоносные горизонты характеризуются высокими давлениями (40–50 МПа). Геотермическая ступень составляет 55–60 м/°С.

В среднем (верхнепермско-мезозойском) гидрогеологическом этаже схемы гидроизопривы, построенные В.Б. Торговановой, В.П. Якуцени, Ж.С. Сыдыковым, Д.А. Джангирьянцем, Е.В. Стадником, В.Г. Козловым указывают на общее латеральное движение вод в этих отложениях к центральной части впадины, в сторону Каспийского моря. Следует отметить, что участки солянокупольной тектоники (Доссор, Женгельды, Тажигали) представляют своего рода барьеры, которые затрудняют движение подземных вод и вызывают отклонение регионального потока в зависимости от простирания пластов. Пластовые давления здесь близки к гидростатическим.

В кунгурской соленосной толще в региональном плане в направлении от борта к центральной части впадины температура возрастает. В том же направлении увеличиваются глубины залегания подошвы соляной толщи. Западные прибрежные зоны впадины характеризуются умеренным температурным режимом в кровле подсолевых отложений с колебаниями температур от 40 до 80 °С при глубинах ее залегания

1018–4150 м. В бортовой зоне на участке между Лободинской и Демидовской площадями по кровле подсолевых отложений намечается низкотемпературный участок, где температуры не превышают 61–63 °С на глубинах 4296, 4357 м (В.В. Котовский, 1979). Пластовое давление в солях резко возрастает, достигая при этом в рапоносных линзах аномально высоких значений (до 70 МПа).

На Астраханском своде в соленосной толще в нижней части кунгурского яруса (филипповский горизонт) отмечены аномально высокие пластовые давления до 72,7 МПа, температура здесь изменяется от 89 до 107 °С, геотермическая ступень составляет 60 м/°С.

В солях кунгура на Тенгизской площади скв. 9 и 14 вскрыты рапоносные линзы. Так, замеренное пластовое давление в скв. 9 на глубине 3559 м составило 74,5 МПа, температура на глубине 4000 м равна 92 °С, геотермическая ступень – 60 м/°С.

Аномально высокие пластовые давления зафиксированы и в межсолевых отложениях Тепловской площади (северный борт). Коэффициент аномалийности равен 1,64.

В подсолевых отложениях западного борта Прикаспийской впадины в среднекаменноугольно-нижнепермских отложениях пластовая температура изменяется от 60 до 90 °С, пластовое давление достигает 60 МПа, геотермическая ступень – 55 м/°С.

Верхнебашкирско-нижнемосковский водоносный горизонт характеризуется изменением пластовой температуры (80–90 °С), геотермическая ступень составляет 50 м/°С, пластовое давление – до 70 МПа.

В верхневизейско-нижнебашкирских отложениях температура изменяется от 85 до 90 °С, геотермическая ступень такая же, как и в вышеприведенном комплексе (50 м/°С). Пластовое давление увеличивается до 80 МПа и более.

Визейские отложения характеризуются повышением температуры вниз по разрезу до 90–100 °С. Геотермическая ступень составляет 45–50 м/°С. Пластовое давление возрастает до 90 МПа.

В глубокозалегающих девонских отложениях температура выше 100 °С, геотермическая ступень 50–55 м/°С. Пластовое давление 90–100 МПа и выше. Следует отметить, что геотермический режим поверхности кристаллического фундамента западной части Прикаспийской впадины можно охарактеризовать только по данным исследований, проведенных на внешнем, частично внутреннем бортовом обрамлении и на

самом борту впадины. По мере погружения пород фундамента от 0,5 до 6 км происходит увеличение температуры от 48 (скв. 162 Теркинская, скв. 977 Хоперская) до 133 (скв. 26 Антиповско-Балыклейская) и до 178 °С (скв. 4 Александровско-Кисловская).

В результате анализа изменения основных геотермических параметров рассматриваемой территории (пластовых температур, геотермических градиентов), с учетом геоструктурных и гидрологических условий В.В. Котовским (1986) в западной части Прикаспийской впадины выделяются слабо- и среднепрогретые температурные зоны, характеризующиеся невысокими температурами во всей толще осадочного чехла.

Замеры пластовых давлений в глубокозалегающих отложениях показали резкое различие гидродинамической обстановки внешней и внутренних зон Прикаспийской впадины. Если во внешней зоне все данные оказались близкими к нормальным гидростатическим, то во внутренних районах подсолевые отложения почти во всех случаях характеризуются АВПД.

В северной части Прикаспийской впадины в доверийском водоносном подкомплексе верхнебашкирско-нижнемосковские отложения имеют температуры от 70 до 75 °С, геотермические ступени 25 – 30 м/°С. Верхневизейско-нижнебашкирские отложения характеризуются более высокой геотермической ступенью – 50 м/°С, температурами от 75 до 85 °С. Для визейских отложений дотульского водоносного комплекса характерно уменьшение геотермической ступени до 30 м/°С и увеличение температуры до 90 °С. В глубокозалегающих горизонтах температура повышается до 100 °С и выше. Значение ступени для карбонатной части пород 35 – 45 м/°С.

В подсолевых отложениях восточные бортовые зоны Прикаспийской впадины имеют, как правило, нормальные пластовые давления. По данным Л.А. Анисимова (1982), граница раздела зон с нормальными и аномальными давлениями смешена во внутреннюю сторону впадины на расстояние примерно 10 – 15 км от бортового уступа, т.е., видимо, существует гидравлический барьер, который обеспечивает более резкое изменение гидродинамических условий. Так, на месторождении Жанажол подземные воды нижней карбонатной толщи вскрыты на глубинах от 3594 до 4064 м. Дебиты вод в скважинах изменяются от 1,3 (скв. 3) до 67,5 м³/сут (скв. 61). Статические уровни располагаются на глубинах от 43 до 108 м. Пластовые давления составляют 37,33 – 39,82 МПа, коэффициент аномалийности 1,02 – 1,06 (табл. 7).

і §. 111 7

Гидродинамическая характеристика месторождения Жанажол

Номер скважины	Среднее значение интервала перфорации, м	Отметка статического уровня от поверхности земли, м	Плотность воды при 20 °C, г/см³	Давление, МПа		Коэффициент аномалийности $K = \frac{p_{pl}}{p_{ut}}$
				условное гидростатическое	пластовое	
34	3904,5	60	1,07	38,27	39,42	1,03
39	3966,5	108	1,05	38,88	39,82	1,02
41	3795,0	75	1,06	37,20	39,56	1,06
61	3730,0	79	1,06	36,56	37,33	1,02

Пластовые давления на месторождении Урихтау в верхней карбонатной толще равны 27,94–33,14 МПа. В пересчете на ГВК (2751 м) коэффициент аномалийности составляет 1,03–1,23. Пластовые давления на месторождении Кожасай в нижней карбонатной толще равны 37,5 МПа – 33,8 МПа, коэффициент аномалийности – 1,05–1,20.

В внешней прибортовой зоне воды толщи КТ-I высоконапорные со статическим уровнем на глубинах от 40 до 160 м от устья. Пластовые давления, как видно из приведенных выше примеров, почти не превышают гидростатические. В толще КТ-II воды частично самоизливающиеся, перелив не превышает 8–10 м³/сут. Воды средневизийско-верхнедевонских терригенных отложений высоконапорные самоизливающиеся. Пластовые давления близки к нормальным гидростатическим. Коэффициент аномалийности 1,05–1,25.

В подсолевых отложениях внутренней прибортовой зоны состояние пластовых систем заметно отклоняется от нормального гидростатического. Так, на площадях Кенкияк, Карагюбек, Биикжал, Киндысай, Аккудуку в терригенных песчано-глинистых отложениях нижней перми получены воды с дебитом перелива от 2 до 92 м³/сут. Пластовые давления составляют 73,04–88,3 МПа в интервалах глубин 4016–4760, коэффициенты аномалийности изменяются в диапазоне 1,65–1,95.

На площади Аккудуку в толще КТ-II вскрыт водоносный горизонт высоконапорный, самоизливающийся с дебитом перелива до 2 м³/сут. Пластовое давление составило 90,8 МПа, коэффициент аномалийности 1,85. Максимальное пластовое давление зафиксировано в скв. 1 Восточный Акжар (интервал 5049–5976 м) – 93,1 МПа, коэффициент аномалийности равен 1,84.

Низкотемпературный режим фиксируется на территории восточного борта впадины. Минимальные значения температур (10–20 °С) приурочены к глубинам до 250 м. С глубиной происходит ее нарастание до 104 °С (Восточный Тортколь). В качестве примера приведена температурная характеристика осадочного чехла в пределах купола Каратюбе (табл. 8).

табл. 8

Температурная характеристика осадочного чехла в пределах купола Каратюбе (по В.В. Котовскому, 1986)

Номер скважины	Температура, °С, на глубинах, м							
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Г-34	26,4	32,3	40,7	50,2	58,2	65,2	72,4	78,0
Г-35	—	—	—	50,7	53,8	55,8	59,3	62,9
Г-25	30,15	34,2	37,7	42,7	47,6	52,9	58,0	
Г-11	24,4	33,2	42,7	52,3	—	—	—	
Г-11	26,5	35,9	46,5	57,1	72,1	82,1	93,7	
Г-11	28,6	38,7	50,3	61,9	72,1	82,1	93,7	
Г-3	23	38						

Приброртовая зона восточной части Прикаспийской впадины характеризуется пониженными температурами подсолевых пород. Это связано с охлаждением недр инфильтрационными водами, но в первую очередь в основном с наличием многочисленных соляных массивов, расположенных недалеко друг от друга. Отдельные соляные массивы, их группы и соляные гряды при большой теплопроводности слагающих их каменной соли и ангидритов выполняют роль природного ходильника для подсолевых отложений. Поэтому в породах, залегающих непосредственно под соляными массивами, температуры на 5–8 °С ниже температур этих отложений под межкупольными зонами, где они перекрываются терригенными отложениями. Это четко прослеживается непосредственно под куполом Каратюбе и при удалении от него.

В региональном плане температура подсолевых пород, погружающихся с востока на запад, возрастает по мере удаления от мощной области охлаждения недр. Так, на поверхности подсолевых отложений на площадях Алибекмала температура составляет 40 °С (глубина 2300 м), на Шенгельши 50 °С (3138 м), на Мортуке 52,5 °С (3685 м), на Кенкияке 65 (3750 м) и 68 °С (4100 м), на Каратюбе 82 °С (4190 м). По данным И.Б. Даляяна (1988), значения геотермической ступени в подсолевых породах восточного борта Прикаспийской впадины варьируют в диапазоне 74–131 м/°С.

В юго-восточной части Прикаспия на Тенгизском нефтяном месторождении пластовые давления изменяются от 78 до 90 МПа. Все пробуренные скважины, в том числе и самая глубокая скв. 10 (5413 м), не вышли из нефтяной залежи. Для подсолевых отложений Каратон-Тенгизской зоны поднятий характерно проявление АВПД. Так, на площади Каратон коэффициент аномалийности равен 1,76. Для продуктивной толщи Тенгизского месторождения этот показатель достигает 1,96 при начальном пластовом давлении на отметке 4700 м 84,24 МПа и температуре 123 °С. Наличие АВПД в подсолевой толще Каратон-Тенгизской зоны поднятий обусловлено изолированностью отдельных блоков от остальной части водоносной системы. Значение геотермической ступени в подсолевых отложениях составляет 30–40 м/°С.

В юго-западной части синеклизы в подсолевых нижнепермских образованиях температура достигает 90 °С, пластовое давление составляет 65 МПа, геотермическая ступень равна 50 м/°С.

В каменноугольных отложениях на Астраханском своде пластовая температура 100–127 °С, пластовое давление достигает 68 МПа. За пределами месторождения в юго-западной части Прикаспия аномальность давления исчезает, оно приближается к гидростатическим. Геотермическая ступень равна 55 м/°С.

Таким образом, в Прикаспийской впадине пластовое давление и температура закономерно возрастают от вышележащих водоносных комплексов к нижележащим (см. рис. 5) и достигают соответственно 100 МПа и 130 °С. Анализ изменения основных геотермических параметров рассматриваемой территории показал, что наиболее прогрета юго-западная часть синеклизы. Значения геотермической ступени по разрезу контролируются глубиной залегания отложений, их литологическими особенностями, общей гидрогеологической обстановкой. Средние значения геотермической ступени примерно 50 м/°С.

Для подсолевых отложений характерно резкое различие гидродинамической обстановки внешней и внутренних зон Прикаспийской впадины. Если во внешней зоне пластовые давления близки к нормальным гидростатическим, то во внутренних районах почти во всех случаях отмечается развитие аномально высоких пластовых давлений. В кунгурской соленосной толще и подсолевых отложениях коэффициент аномалийности достигает 1,5–2,0.

3

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

3.1. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ВОД ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Процессы генерации углеводородов, их миграции, а также формирования и разрушения скоплений нефти и газа происходят в водной среде. Поэтому в подземной гидросфере отражаются все процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Все глубинные воды несут на себе отпечаток длительной геологической цепочки онтогенеза нефти и газа. В основе современной нефтегазовой гидрогеологической науки лежит представление о единстве нефти, газа и глубинных подземных вод как неизбежных продуктов глобального геологического процесса – литогенеза. В процессе литогенеза происходит постоянное взаимодействие, обмен веществом и энергией как между жидкой и твердой фазами, так и внутри флюидальной системы. Поэтому справедливы слова Л.М. Зорькина во введении к справочнику "Воды нефтяных и газовых месторождений СССР" (1989): "Понять геохимическую историю флюидальной системы можно лишь при ее комплексном изучении: нельзя изучать отдельно или отрывочно подземные воды, нефть и природные газы."

Иными словами, вопросы формирования вод – их происхождение, состав растворенных в них ингредиентов – особенно важны для развития теории и практики нефтегазовой гидрогеологии из-за специфического воздействия подземных вод на геохимическую историю УВ.

3.1.1. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Гидрогеохимическая зональность входит составной частью в общие проблемы теоретической и региональной нефтегазовой гидрографии и тесно связана с ее составляющими (дополняющими) – газогидрогеохимией, гидродинамикой, гидрогеохимией, термобарическими условиями недр. Учитывая важность и значимость этой проблемы, ей посвятили специальный всесоюзный семинар "Гидрогеохимическая зональность нефтегазоносных бассейнов" (Москва, 1982), организатором и руководителем которого являлась известный учёный – доктор геолого-минералогических наук Елена Антоновна Барс.

Проблема зональности относится к числу наиболее сложных, так как вопросы формирования минерализации и ионно-солевого состава подземных вод, а также газовой составляющей решены еще далеко не однозначно как в отношении источников, обогащающих воды и газы различными ингредиентами, так и в отношении процессов, ведущих к повышению минерализации и метаморфизации вод, изменению их облика или, наоборот, к определению и соответствующему изменению их состава, в том числе газового.

Большинство исследователей признают тесную связь, существующую между гидрогеохимической, гидродинамической, газогидрогеохимической зональностями, устанавливающими как по площади бассейна, так и по разрезу. Однако эта связь проявляется своеобразно, например, в случае инверсии гидрохимического разреза, причем масштабы инверсии могут быть весьма различными, от локальных ее проявлений до огромных площадей. Многие исследователи выдвигают самые различные причины инверсии, начиная от влияния древних (погребенных) и современных инфильтрационных вод до участия в опреснении так называемых возрожденных вод, т.е. вод дегидратации глинистых и сульфатных минералов, а также элизионных – последних стадий уплотнения глинистых пород, конденсационных, органогенных, гидратных, эндогенных и других вод. Е.А. Барс (1988) справедливо отмечает, что эти явления гидрогеологами-нефтяниками и газовиками рассматриваются с точки зрения установления связи тех или иных процессов с генерацией, миграцией и аккумуляцией углеводородов в виде скоплений нефти, газоконденсата, газа или отсутствия такой связи.

Оценка роли подземных вод и их зональности в целом в формировании, сохранении или разрушении залежей нефти

и газа неоднозначна. Одни исследователи отводят этим водам роль "пассивной" вмещающей среды, другие видят в них важный фактор в цепи "генерация — миграция — скопление — обнаружение УВ".

Поэтому необходим системный подход к явлению гидрохимической зональности нефтегазоносных бассейнов как к комплексу взаимосвязанных элементов с учетом названных выше факторов, а также фактора времени. В систему входят: 1) подземные воды; 2) их составляющая (ионно-солевой состав, водорастворенные газы, водорастворенное органическое вещество); 3) породы, содержащие рассеянное органическое вещество (РОВ); 4) продукты преобразования РОВ; 5) скопления УВ. Только с учетом их совокупности можно рассматривать такие вопросы, как роль гидродинамических режимов со всеми их разновидностями в формировании зон нефтегазонакопления и соотношение различных факторов: тектоники, литолого-фациального состава отложений, наличия и мощностей водоупоров, термобарических условий и других, определяющих гидрохимическую зональность в пределах отдельных тектонических элементов изучаемого бассейна.

Таким образом, основные направления по рассматриваемой проблеме: 1) разработка общих методических приемов в составлении опорных гидрогеологических разрезов и в изучении гидрохимической зональности; 2) дальнейшие исследования по природе гидрохимических инверсий и их связи с нефтегазоносностью; 3) совершенствование методики прогнозирования и выделения первоочередных объектов по комплексу гидрогеологических данных при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ.

3.1.2. РАССОЛЫ КУНГУРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Соленосная толща состоит преимущественно из каменной соли, содержащей прослои и пачки ангидритов и гипсов, реже алевритов, глин и песчаников. М.С. Кореновский в 1957 г. впервые указал на дифференциацию солей в кунгурском солеродном бассейне. В дальнейшем многими исследователями проведена детализация фациальных условий соленосного бассейна, где были открыты мощные толщи калийных и магниевых солей. Мощность соли в ядрах соляных куполов, расположенных в центральной части впадины, достигает 9 км, а соленосной пачки в пластовом залегании — 3–4 км.

В подошвенной части кунгурского яруса широко развиты гипсово-доломитовые отложения. В стратиграфическом отно-

шении они объединены филипповским горизонтом и сложены ангидритами, доломитами, известняками, мергелями, глинами. Выше по разрезу следует галогенная толща. Породы галитовой толщи представлены почти чистым хлористым натрием. Для Астраханского свода характерен сульфатно-галогенный тип формации. Здесь четко фиксируется двухчленное деление разреза. Нижняя часть разреза представлена пересланием сульфатных и галогенных пород с прослойями и линзами аргиллитов, алевролитов и песчаников, с которыми зачастую бывают связаны рапопроявления. Верхняя часть разреза повсеместно сложена галитом с прослойями ангидритов.

Литолого-фациальные особенности кунгурской соленосной толщи предопределили различный гидрохимический облик и соленость рассолов (табл. 9).

На схематической гидрогеохимической карте рассолов Прикаспия (рис. 6) выделяются две зоны: 1 – зона развития высококонцентрированных вод соленостью более 324 г/л; 2 – зона развития высококонцентрированных вод соленостью менее 324 г/л. Такая градация обусловлена тем, что именно при минерализации 324 г/л начинается садка солей хлористого натрия в процессе стущения рапы солеродного бассейна (М.Г. Валяшко, 1963). На большей части Прикаспийской впадины развиты высококонцентрированные рассолы соленостью выше 324 г/л. Натрий-хлорное отношение варьирует в широких пределах, причем средние и медианные значения его близки и составляют 0,6.

Для расшифровки генезиса рассолов соленосных отложений важное значение имеет бром. По содержанию брома в твердых хлоридах $\dot{\epsilon}_{\text{TB}}$, % (массовая доля), можно рассчитать концентрацию брома маточного рассола, из которого выпадали соли. Теоретическое содержание брома в маточной рапе ($\ddot{\epsilon}$, г/л) вычисляется по измененной формуле М.Г. Валяшко

$$C = M \cdot C_{\text{TB}} / 100 \cdot K,$$

где M – минерализация рапы, г/л; K – коэффициент распределения брома между твердой и жидкой фазами океанической воды (для галита – 0,037; сильвина – 0,20).

Если расчетная величина совпадает с фактической концентрацией брома в рассолах, то это однозначно указывает на седиментогенный генезис рассолов (А.С. Панченко, 1966).

Исследования генезиса и химического состава рассолов межсолевых линз представляет существенный интерес как в гидрогеохимическом отношении, так и для оценки перспек-

тив нефтегазоносности подсолевых и надсолевых отложений. Этой проблеме посвящены работы многих ученых (М.Г. Валяшко, 1963, 1966; М.А. Жарков, 1971; М.К. Калинко, 1973; Л.Н. Капченко, 1974; А.С. Панченко, 1966; О.М. Севастьянов, 1984; А.И. Поливанова, 1976; А.И. Ткаченко и Д.Ф. Козлова, 1987; Г.А. Московский, 1988).

Многими исследователями, в том числе и вышеназванными, описывались случаи нефтегазопроявлений в соленосных отложениях. Так, в скважинах, пробуренных в своде Индерского купола, отмечались примазки нефти, включения битума и кратковременные выбросы горючего газа. Избыточное давление на устье достигало 0,2–0,5 МПа.

В пределах Челкарского соляного купола также неоднократно отмечались капельно-жиждая нефть и примазки густой нефти в кавернозных ангидритах, в соли и терригенных прослойках внутри соленосной толщи. Были также встречены крупные полости, заполненные хлормагниевым рассолом.

На одном соляном массиве при проходке ствола шахты на глубине 212,5 м была вскрыта почти вертикальная полость, заполненная рассолом. По сведениям Г.А. Московского (1988), полость имела форму трубы почти круглого сечения, диаметром около 1 м. Она продолжалась ниже проектной глубины шахты (304 м). На глубине 299 м рядом с первой полостью была вскрыта вторая, имеющая форму щели. Полосы заполнены раствором хлористого магния плотностью 1,272 г/см³ с растворенным газом.

В пределах Карасальской моноклинали (скв. 2 Уманцевская) из кунгурской толщи был получен приток рассола дебитом до 5000 м³/сут и нефти 15 м³/сут. Нефтепроявления отмечены на Южно-Плодовитинской площади (скв. 4, забой 4200 м).

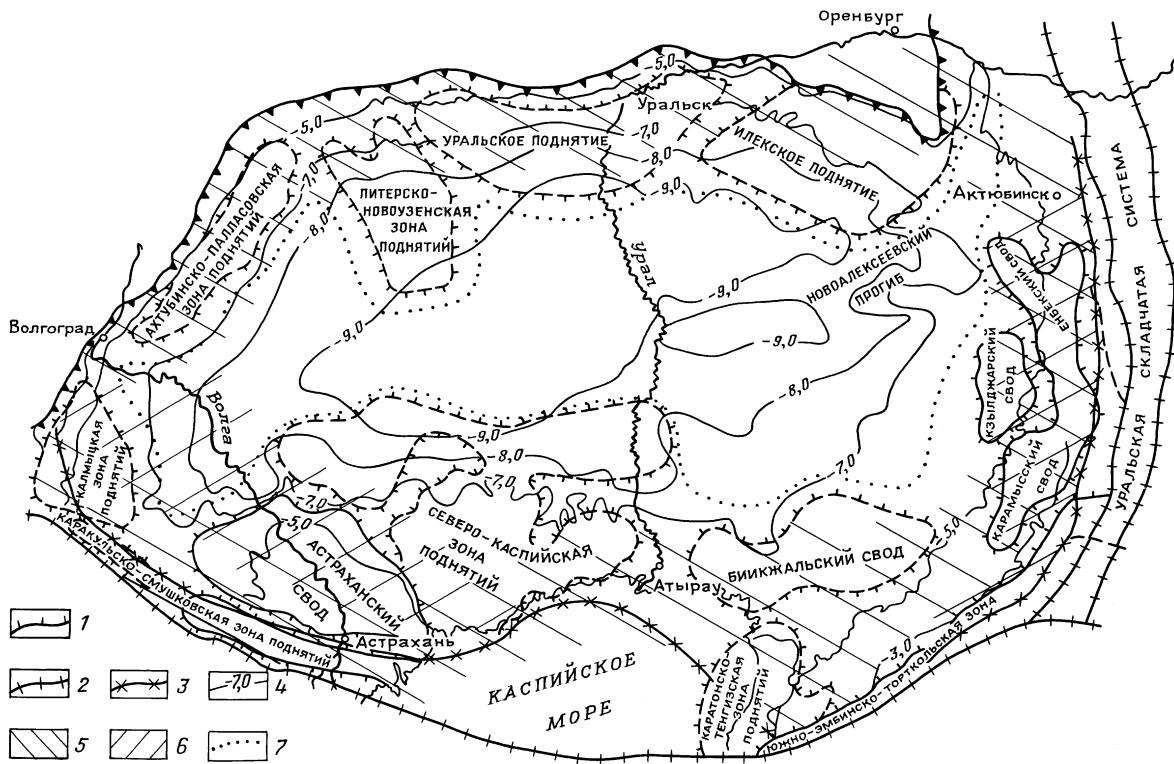
Любопытные сведения приводятся в книге Н.Ю. Успенской "Проблема нефтеносности Калмыцко-Сальских и Нижневолжских степей", 1935 г., с. 62, ставшей библиографической редкостью (тираж 2000 экз.)¹. На многих соляных куполах (Эльтонские и Баскунчакские озера, г. Богдо, г. Чапчачи и др.) зафиксированы выходы горючего газа. А в сбросовой зоне Калмыцких степей имеются указания на выходы азотных газов, обогащенных гелием. В Эмбенском районе изве-

¹Автор благодарен М.И. Субботе, известному ученому, д-ру геол.-минерал. наук, за предоставленную возможность прочитать эту книгу из его личной библиотеки.

**Характеристика рассолов кунгурской соленосной толщи
Прикаспийской впадины**

Площадь, номер скважины	Интервал (глубина) опробования, м	Минерализация, г/л	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	SO_4^2- , мг/л	HCO_3^- , мг/л
Каракульская, 5	Устье	495	0,6	52	195
Аксарайская, 3	3733	414	0,59	721	328
Уманцевская, 2	3526	349	0,96	128	317
Каракульская, 2	3631	343	0,96	720	134
Чкаловская, 1	4625	341	0,57	25	146
Восточно-Сарпинская, 1	3097	317	0,6	106	211
Заволжская, 1	2510–2514	256	0,96	422	73
Чарлактинская, 2	2480–2478	386	0,7	611	206
Чарлактинская, 2	2705–2712	277	0,68	820	244
Ширяевская, 10	3302	335	0,80	317	97
Астраханская, 86	3295–3304	290	0,85	583	61
Астраханская, 203	3570–3605	326	0,73	374	274
Астраханская, 85	3440–3368	232	0,86	408	221
Маткен, 10	4469	243	0,87	837	277
Шолькара, 6	3765	291	0,88	556	610
Елемес, 5	3896	340	0,65	Нет св.	Нет св.
Шолькара, 4	3285	246	0,73	556	610
Тенгиз, 9	3554–3559	320	0,74	933	1416
Тенгис, 14	3823–3825	327	0,64	443	305
Доссор, 1	3273	332	0,6	Нет св.	Нет св.
Южно-Плодовитинская, 4	4200	335	0,79	288	159
Пигаревская, 20	1515	386	0,16	230	1440
Чинаревская, 2	1897	401	0,11	116	1464
Цыгановская, 4	2165	521	0,12	40	1300
Лободинская, 1	2469	468	0,3	164	1210
Урихтау, 14	2100	300	0,7	320	685
Имашевская, 5	3706	367	0,65	230	987
Кенкияк, 48	1028–1033	200	0,96	520	658
Кенкияк, 61	1593–1606	259	0,50	1041	378
Мортук, 10	206–296	172	0,98	4430	98
Урихтау, 14	2400	196	0,91	2088	61
Коскыртау, 2	1417–2250	345	0,95	1678	65
Каратюбе, 25	4600	294	0,87	Нет св.	Нет св.
Каратюбе, 33	4000	328	0,97	8160	774

Рис. 6. Схематическая гидрогеохимическая карта рассолов кунгурской соленосной толщи Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1991):
 1 — структурные тектонические элементы, 2 — граница южной части Прикаспийской впадины, 3 — граница распространения пермской соленосной формации, 4 — изогипсы поверхности подсолевых докунгурских отложений; гидрогеохимическая зона с минерализацией: 5 — выше 324 г/л (начала садки NaCl), 6 — ниже 324 г/л; 7 — границы Центрально-Прикаспийской депрессии



стны многие поверхностные нефтепроявления, связанные с соляными куполами. Уже тогда подчеркивалось, что соляно-купольные структуры весьма благоприятны для обнаружения нефтяных месторождений.

Н.Ю. Успенская отмечает, что в Доссопре соль залегает на глубине 450 м. Нефть добывается из средней юры на вершине восточного крыла, у сброса, разбивающего купол. Из Доссorskого купола с 1911 по 1930 г. получено больше 3 млн. т нефти. В Макате нефть добывается из куполовидных, изогнутых над соляным штоком меловых, юрских и пермотриасовых пород.

Наличие нефтяных скоплений, приуроченных к соляным куполам, многочисленные нефтегазопроявления в соляных породах, а также наличие пустот и протяженных полостей указывают на возможность миграции углеводородов через соль в пределах соляных куполов. В этих условиях большое значение приобретают сведения о химизме рассолов, их генезисе, миграции, пространственной связи с вмещающими породами.

Итак, характер миграционных процессов в пределах Прикаспийской впадины во многом определяется свойствами соленосной толщи. С одной стороны, являясь совершенной покрышкой в области пластового залегания, она может терять эти свойства при образовании соляных куполов. С другой стороны, подземные воды, генетически связанные с соленосными породами или проходящие через них в процессе миграции, существенно меняют облик надсолевых отложений. Последнее обстоятельство создает уникальные возможности для изучения миграционных процессов в разрезе осадочной толщи Прикаспийской впадины при наличии соответствующей информации о составе рассолов соленосной толщи (или о фациях соленосных отложений).

Л.А. Анисимовым и Г.А. Московским (1988) приводится интересный пример разгрузки рассолов соленосных отложений в мезозойских породах в скв. 4 на Лебедевской площади (западный борт Прикаспийской впадины). Здесь при бурении интервала 701–706 м начались поглощения глинистого раствора, которые продолжались до глубины 778 м. После очередного поглощения начался интенсивный перелив пластовой воды с огромным дебитом, ориентировочно более 2000 м³/сут. Фонтан продолжался 108 ч и сопровождался выносом породы — мелкозернистого песка и обломков серого аргиллита размерами до 13 × 17 см. Породой завалило территорию вокруг скважины, ее объем составил примерно

2,5 тыс. м³. Появление такой высоконапорной (давление на устье 0,9 МПа) зоны на небольшой глубине (520–535 м) в юрских отложениях весьма редкое явление даже для Прикаспийской впадины. Что интересно, минерализация воды составила 51 г/л, в ней обнаружено повышенное содержание магния (отношение кальция к магнию = 0,26). Известно, что воды с высоким содержанием магния – это межсолевые рассолы бортовой зоны Прикаспийской впадины, их генезис ассоциируется с формированием пластов бишофита. Эти рассолы с минерализацией до 400 г/л находятся под аномально большим давлением, и в случае прорыва таких рассолов в вышележащие отложения, содержащие воды пониженной минерализации, они могут образовывать вторичные, высоконапорные смешанные воды.

Для Прикаспийской впадины характерны более спокойные процессы миграции вод, несущих следы влияния соленосных пород, причем основной вид миграции этих вод восходящий. Известны работы М.Г. Валяшко (1965), А.И. Поливановой (1976), в которых делаются выводы о возможности опускания тяжелых рассолов в подсолевые горизонты. Причем их проникновение прекращается после геостатического уплотнения нижней части соленосной толщи, когда в подсолевые отложения, дополнительно к гравитационно-опустившимся рассолам, добавляется отжатая межкристальная рапа. Анализ многочисленных геохимических и гидрогеохимических данных показывает, что в условиях Прикаспийской впадины этот процесс не получил достаточного развития. По данным Г.А. Московского с соавторами (1982), при изучении Сафоновского, Наримановского и Краснокутского разрезов в западной бортовой зоне в подстилающих соль разрезах сульфатно-карбонатных пород отмечены отложения вторичного карналита. Мощность этих зон не превышает 2–5 м. По химическому составу воды подсолевых отложений обычно не отражают существенного влияния соленосных пород.

Иная картина в Восточно-Кубанской впадине Западного Предкавказья (В.П. Ильченко и др., 1986). Здесь тяжелые рассолы, заключенные в оксфордских отложениях, гравитационно опускались на значительную глубину в нижележащие келловейские и среднеюрские толщи. Рост минерализации пластовых вод неизменно приводил к изменению их газонасыщения. Подсчитано, например, что увеличение солености вод в 2 раза на глубине 4–5 км может привести к снижению предельного газосодержания на 13–15 %, т.е. ранее недонасыщенные воды могут стать перенасыщенными с выделением

свободного газа. Не менее интересна способность высокоминерализованных вод удерживать диспергированный газ.

В пределах Прикаспийской впадины есть примеры обнаружения высокоминерализованных вод на значительном (более 1 км) удалении от соленосной толщи вниз по разрезу. Причину появления таких рассолов многие исследователи объясняют отсутствием глинистых водоупоров между солью и карбонатными резервуарами на этих площадях.

Более характерна для Прикаспийской впадины вертикальная разгрузка вод в надсолевой комплекс. Это подтверждается высокой минерализацией вод триасовых отложений почти по всей территории впадины, а также проявлением других следов миграции флюидов. Соленость вод составляет 250–280 г/л, натрий-хлорный коэффициент равен от 0,8 до 1,0, хлорбромное отношение чаще всего более 600.

Зоны разгрузки должны фиксироваться соответствующими гидрохимическими аномалиями, которые отражают состав вод выщелачивания соленосных отложений. Это проявляется не только на составе подземных вод, но даже на составе многочисленных соляных озер Прикаспийской низменности. Хорошо известно различие в рапе озер Эльтон и Баскунчак, что связано с зонами распространения магниевых солей в самих соленосных отложениях.

Конечно, вертикальная миграция рассолов сама по себе не является критерием для суждения о поведении углеводородов, однако она позволяет определять те "окна", по которым могут поступать не только воды, но и углеводороды.

Таким образом, литолого-фаунистические особенности кунгурской соленосной толщи предопределили различный гидрохимический облик и соленость рассолов. На большей части рассматриваемой территории развиты высококонцентрированные рассолы с минерализацией более 324 г/л. Для Прикаспийской впадины характерны спокойные процессы миграции вод, несущих следы влияния соленосных пород, причем основной вид миграции этих вод восходящий. Анализ многочисленных гидрогохимических данных показывает, что в условиях Прикаспийской впадины процесс струйного гравитационного опускания рассолов не получил достаточного развития.

3.1.3. СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ ВОДЫ

В нижнем гидрологическом этаже Прикаспийской впадины развиты в основном застойные седimentогенные воды хлоркальциевого типа (табл. 10). Минерализация их изменяется в

широких пределах от 290 до 70 г/л, но чаще от 250 до 180–220 г/л. Натрий-хлорный коэффициент варьирует в широких пределах от 0,6 до 1,0. На схематической гидрогоеохимической карте выделены зоны высокоминерализованных вод и по периметру синеклизы области проявления гидрогоеохимической инверсии. Зона маломинерализованных вод (менее 100–150 г/л) наиболее контрастно выделяется в юго-западной части Прикаспия, охватывает Астраханское газоконденсатное месторождение и его западное продолжение до Каракульско-Смушковской зоны поднятий (рис. 7, 8).

Известно, что при образовании больших по мощности пластов доломитов процессы вторичной доломитизации обязаны в основном рапе солеродного бассейна. Нижнепермские отложения, представленные в основном терригенными и сульфатно-карбонатными породами, отлагались в бассейнах нормальной и повышенной солености. Процесс метаморфизаций без участия рапных рассолов не мог бы привести к столь значительным изменениям в составе воды. Широкое развитие в нижнепермских отложениях вторичных доломитов свидетельствует о высоком содержании магния в находившихся в них ранее водах. Седиментогенные воды не содержат таких количеств его; следовательно, обогащение вод магнием могло происходить в основном за счет маточных рассолов солеродных бассейнов.

Выполненный А.С. Зингером (1980) анализ гидравлического состояния водонапорных систем палеозоя в корне меняет укоренившееся представление о Прикаспийской впадине как области разгрузки инфильтративных вод, формирующихся в пределах главных областей питания, и дает основание для вывода о преимущественно элизионной природе глубокозалегающих подземных вод.

В последние годы в связи с бурением на большие глубины накопилось много данных о широком развитии зональности так называемого инверсионного типа, характеризующегося уменьшением минерализации вод с глубиной.

Впервые обратил внимание на наличие гидрогоеохимической инверсии в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины Л.А. Анисимов (1977). На ограниченном фактическом материале в условиях западного борта синеклизы он предопределил развитие зональности так называемого инверсионного типа, характеризующегося уменьшением минерализации вод с глубиной. Гидрогоеологические данные последних лет классически подтверждают наличие инверсии в юго-западной части Прикаспия. То есть вглубь по разрезу от соленосной

Характеристика подземных вод подсолевых

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст	Со	
			Na + K	Ca
Чкаловская, 1	4600	Н. пермь	94360	3707,4
Кануковская, 101	2915–2955	То же	75159,4	8016,0
Кануковская, 101	2747–2758	"	72139,3	9018,0
Кануковская, 6	3223–3263	"	88829,2	6012,0
Карасальская, 1	2419–2535	"	63338,6	7014,0
Царынская, 2	3564–3580	"	73439,9	12024,0
Астраханская, 1	4180–4158	Ср. карбон	29102,6	2204,4
Имашевская, 4	4012–4044	То же	35483,0	750,5
Кордуан, 2П	4094–4112	"	43789,7	1020,0
Кордуан, 2П	4403	"	37423,8	751,5
Кордуан, 52-П	4197–4186	"	33534,9	2717,4
Долгожданная, 1	4228–4410	"	39769,5	2362,3
Долгожданная, 2	4196–4237	"	38649,7	2443,7
Ширяевская, 1	4790–4770	"	34877,2	2645,3
Воложковская, 1	4085–4060	"	25983,8	13226,4
Смушковская, 3	2950–3016	"	40418,6	1603,2
Южно-Плодо- витинская, 1	4419–4432	"	45606,6	3006,0
Южно-Плодо- витинская, 3	4920–4890	"	57676,0	14028,0
Южно-Плодо- витинская, 3	4803–4792	"	56792,6	11022,0
Южно-Астра- ханская, 10	4448–4423	Карбон	24864,0	1603,0
Южно-Плодо- витинская, 3	4480–4500	Ср. карбон	49953,0	16032,0
Ашунская, 1	3013–3300	То же	51587,0	5411,0
Ашунская, 1	3013–3620	"	52701,0	5411,0
Краснохудук- ская, 1	3590–3630	Н. карбон	14440,32	6412,8
Тенгиз, 9	3554–3559	Н. пермь	93773,07	29659,20
Тенгиз, 14	3823–3825	То же	83974,8	36472,8
Шолькара, 4	3285	"	77482,4	15226,4
Маткен, 10	4469	"	84185,75	6398,77
Созтобе Юж- ная, 1	4696–4680	Карбон	34826,6	3300,0
Тортай, 26	2670–2678	В. карбон	60734,7	5007,99
Тортай, 24	2840–2850	То же	59708,46	3761,51
Жинишке-Ке- бир, 2	2722–2636	В. карбон	71104,5	5547,07
Туресай, 3	2195–2172	То же	71037,8	5531,0
Туресай, 3	2372–2367	Ср. карбон	70959,6	8657,3
Туресай, 3	2432–2431	То же	75212,3	6232,4
Туресай, 3	2535–2531	"	64225,2	5342,66
Сушибек, 1-П	3768	"	99339,3	3613,2
Каратон, 7	5021–5028	То же	88536,2	5110,2
Каратон, 7	5021–5028	То же	88536,2	5110,2

Таблица 10

отложений Прикаспийской впадины

д содержание компонентов, мг/л					Минерализация, мг/л	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$
Mg	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3		
2432,01	159525,0	12,9	Отс.	244,0	260581,4	0,55
304,0	138255,0	973,4	"	219,6	225772,3	0,84
2067,2	132341,9	1060,5	"	73,2	217306,4	0,84
3648,0	158107,0	128,2	"	170,8	219423,8	0,84
13376,0	147117,5	2601,6	"	317,2	233864,9	0,8
2432,0	144002,3	570,7	"	219,6	229694,5	0,8
291,8	47857,5	831,8	"	1952,0	82240,0	0,93
1253,0	58262,1	198,7	"	2227,7	98174,4	0,8
3713,7	74742,8	6326,4	"	1220,0	130812,6	0,9
4026,2	68705,6	1761,6	"	1281,0	113956,1	0,84
1978,4	61144,2	422,4	"	1387,0	101184,5	0,84
568,4	66979,6	32,2	"	488,0	110304,9	0,91
1235,5	67334,1	41,2	"	487,4	110301,3	0,88
493,7	57464,4	1003,2	"	2873,1	99356,9	0,94
1945,6	67374,0	908,6	"	1878,8	111317,2	0,59
486,4	84519,0	63,8	"	3416,0	140507,0	0,87
851,0	77135,0	2179,0	"	537,0	130142,0	0,91
1581,0	118009,0	747,0	"	183,0	192705,0	0,75
1702,0	110823,0	759,0	"	671,0	182613,0	0,75
243,0	40288,0	780,0	"	2196,0	70273,0	0,95
2067,0	110604,0	523	"	1181,0	181066,0	0,70
601,0	90171,0	140,0	"	1617,0	150139,0	0,88
851,0	91997,0	138,0	"	2013,0	153556,0	0,9
486,4	34111,4	447,9	"	1806,0	57944,7	0,65
Отс.	194266,0	933,6	"	2879,2	322363,5	0,74
3283,2	202774,0	443,5	"	305,0	327814,3	0,64
4820,2	160177,2	254,4	"	79,3	258039,9	0,75
2962,18	148918,3	835,2	"	274,5	243610,5	0,87
1620,0	62014,1	3034,4	"	244,0	105039,1	0,86
547,2	103623,9	374,4	"	207,4	170597,5	0,9
1134,5	101503,9	364,8	"	373,3	166846,5	0,9
1346,1	122922,8	456,0	"	122,0	201497,5	0,89
1228,16	122798,8	Отс.	"	97,6	200693,4	0,89
1155,2	127761,8	326,4	"	85,4	208944,9	0,85
1143,0	129924,2	331,2	"	195,2	213038,4	0,88
835,39	110522,4	408,0	"	91,5	181425,2	0,89
487,6	159638,4	1468,8	"	347,7	264895,0	0,96
243,2	144051,1	1411,2	"	Отс.	238790,2	0,98
Отс.	141346,2	5136,0	"	622,2	240750,8	0,99

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст	Со	
			Na + K	Ca
Туресай, 3	2955–2930	Н. карбон	62511,7	5030,0
Туресай, 3	2720–2703	То же	56616,8	5270,5
Тортай, 21	3046–3054	"	35529,9	3188,36
Каратон, 1		"	89644,57	2605,2
Жанасу, 11	2163–2120	В. девон	56991,9	7555,08
Каратон, 3	5229–5336	То же	87321,6	1603,2
Тортай, 15	2764–2800	Б. карбон	59570,0	5240,0
		+ н. пермь		
Молодежная, 3	2801–2810	Н. пермь	64490,0	4870,0
Молодежная, 4	2910–2930	То же	59780,0	4200,0
В. Тортколь, 2	3173–3185	Ср. карбон	60060,0	5520,0
Жанажол, 6	2835–2900	То же	39095,4	4388,8
Жанажол, 23	3646–3654	"	21150,3	3875,0
Синельниковская, 1	3615–3645	"	18894,3	1603,2
Жанажол, 41	3790–3850	Ср. + н. карбон	31956,0	3749,6
Урихтау, 3	3146–3159	То же	32814,0	3498,6
Урихтау, 9	3030–3040	"	31704,2	5010,0
Урихтау, 17	2957–2978	"	33577,2	4609,2
Алибек-Мола, 10	2464–2452	"	42609,0	3407,0
	2435–2428			
Алибек-Мола, 15	3485–3456	"	23787,0	2405,0
Алибек, 15	2475–3450	"	46031,0	3307,0
Аккудук, П-19	5012–5022	Н. карбон	38637,5	1142,3
Аккум, 1	4790–4810	То же	33630,6	2925,8
Урихтау, 22	3515–3543	"	37891,6	4208,4
Урихтау, 2	3875–3886	"	29392,5	3585,4
Северный	4920–4888	"	39757,0	2705,0
Бактыгарын, 4				
Федоровская, 4	2658–2783	Н. пермь	54960,3	10621,2
Лободинская, 5	2810–2830	То же	76025,1	15230,4
Александровская, 9	4706–4754	Н. пермь	98484,4	1202,4
Александровская, 11	2610–2669	То же	43425,2	7214,4
Солдатско-Степановская, 1	2635–2653	"	115309,6	1803,6
Южно-Кисловская, 4	2725–2739	"	71862,8	14428,8
Федоровская, 11	4228–4245	Ср. карбон	49764,6	12424,8
Лободинская, 10	4328–4319	То же	54583,1	14829,6
Малышевская, 1	3805–3826	"	68055,7	15330,6
Южно-Сарпинская, 116	4628–4660	"	29260,1	11022,0
Южно-Сарпинская, 116	4751–4792	"	49441,7	19839,6
Александровская, 10	4569–4520	Н. карбон	67484,3	14028,0

Продолжение табл. 10

держание компонентов, мг/л					Минерализация, мг/л	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$
Mg	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3		
778,2	95608,65	936,0	Отс.	323,3	158100,7	0,9
936,3	107263,2	816,0	"	237,9	176768,2	0,89
778,2	98054,7	864,0	"	280,6	161864,9	0,89
750,27	62126,1	402,2	"	272,67	102287,9	0,88
364,8	142487,7	1436,16	"	427,0	237066,7	0,97
1191,68	104577,5	4,8	"	12,2	170300,0	0,8
364,8	138556,6	210,7	"	134,2	228191,1	0,97
820,0	10332,0	280,0	"	660,0	169400,0	0,88
1150,0	110920,0	620,0	"	80,0	182100,0	0,89
680,0	101020,0	500,0	"	410,0	166600,0	0,9
1820,0	106630,0	450,0	"	90,0	174560,0	0,86
5386,9	81286,9	2222,4	"	1372,5	133753,0	0,74
858,9	41100,7	1031,0	"	185,4	86201,3	0,79
681,0	31196,0	2937,6	"	976,0	56288,1	0,93
800,4	57492,3	904,8	"	223,3	95126,4	0,85
667,0	56242,5	2801,3	"	879,0	96902,0	0,89
304,0	56620,7	1878,2	"	469,7	95986,8	0,85
1155,2	61837,2	1172,6	"	146,4	102497,6	0,83
1094,0	73082,0	2494,0	"	220	122906,0	0,90
365,0	40189,0	1943,0	"	756,0	69455,0	0,91
912,0	76455,0	3357,0	"	988,0	131050,0	0,92
547,2	62793,6	265,9	"	158,6	103545,1	0,95
778,2	59040,9	159,8	"	157,6	96692,2	0,88
1094,4	66669,4	2174,9	"	1317,6	112261,9	0,88
282,1	50309,9	1292,2	"	871,08	85733,0	0,86
426,0	66826,0	453,0	"	525,0	110695,0	0,92
1580,8	106271,2	2316,5	"	475,8	176225,8	0,80
1824,0	148716,3	1166,4	"	268,4	243230,6	0,79
121,6	153144	1470	39,0	Отс.	254461,5	0,99
1216,0	81049,7	2844,0	Отс.	536,8	136286,1	0,83
1945,6	183029,5	4357,9	"	1098,0	307544,2	0,97
2432,0	143036,3	739,7	"	146,4	232646,0	0,78
1459,2	103052,7	278,9	"	1073,6	168053,8	0,75
1580,8	114488,6	646,1	"	329,4	186457,6	0,74
1884,8	137206,8	673,0	"	109,8	223260,7	0,77
121,6	64434,7	261,6	36,0	164,7	105600,7	0,70
972,8	113440,0	741,1	54,0	146,4	184635,6	0,67
1824,0	133696,3	731,5	Отс.	231,8	217995,9	0,78

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст	Со	
			Na + K	Ca
Александровская, 11	4104 – 4126	Н. карбон	68818,9	14428,8
Николаевская, 5	3753 – 3814	То же	57888,9	20240,4
Восточно-Гремячинская, 9	2935 – 2945	Н. пермь	62900	51740
Цыгановская, 26	3019 – 3068	То же	93243	16920
Каменская, 3	2926 – 2938	"	85764	13707
Каменская, 19	2953 – 2962	"	85052	15832
Бурлинская, 2	4178 – 4181	"	78296	12441
	4220 – 4236			
Бурлинская, 1	4736 – 4814	Н. карбон	84759	6513
Караганак, 41	5197 – 5211	То же	83823	4128
Караганак, 8	5307 – 5310	"	54165	8818
	5317 – 5323			
	5327 – 5333			
Караганак, 13	5202 – 5217	"	47480	7490
Январцевская, П-12	5082 – 5130	"	95668	7418
Январцевская, П-12	4602 – 4615	"	91351	8717
Карповская, 6	2812 – 2936	В. карбон	60270	11649
Карповская, 2	3293 – 3343	Ср. карбон	61597	3839
Карповская, 2	3461 – 3510	То же	96383	6307
Карповская, 6	3180 – 3240	"	72021	19217
Карповская, 2	3683 – 3733	Н. карбон	97772	6307
Карповская, 2	3968 – 3993	То же	87190	13480
Чинаревская, 4	2787 – 2865	Н. пермь	95324	10120
Чинаревская, 9	4633 – 4649	Девон	88647	7387
Шучкинская, 1	4147 – 4318	"	71056	7281
Западно-Тепловская, П-2	3727 – 3247	Ср. карбон	69306	10500

толщи минерализация вод закономерно уменьшается от 240 – 250 г/л в нижнепермских отложениях до 70 г/л в нижнекаменноугольных породах визейского яруса (рис. 9). Пример гидрогеохимической инверсии на восточном борту впадины приводит В.М. Кирьяшкин (1988) по месторождению Урихтау (рис.10). На природу этого явления есть разные точки зрения. Они обобщены в обзоре А.С. Зингера, Г.С. Долговой, Д.Л. Федорова (1980). Анализ показал, что, учитывая геологическое строение южной части Прикаспийской территории, литолого-фациальные особенности подсолевых отложений, флюидодинамическую систему, наиболее вероятно влияние вод, образовавшихся в результате дегидратации глинистых пород.

Многие исследователи (А.А. Карцев, В.В. Колодий, М.З. Рачинский, А.С. Панченко, Л.А. Анисимов, Г.С. Долгова,

Продолжение табл. 10

д е р ж а н и е к о м п о н ен т о в , м г / л					Минерализация, мг/л	<u>Na</u> <u>Cl</u>
Mg	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃		
1824,0	136571,0	786,2	"	Отс.	229504,7	0,76
3648,0	135357,2	815,5	"	109,8	218059,8	0,66
5790	200720	200	"	780	322130	0,44
2580	179550	810	"	330	293433	0,79
1946	160234	328	"	98	262077	0,80
2043	163070	345	"	146	266488	0,78
3774	152939	616	"	171	248237	0,79
680	141949	1609	"	275	235785	0,91
790	137080	1315	"	360	227496	0,93
1338	101787	1120	"	634	167862	0,82
1690	89730	1020	"	400	147810	0,80
486	160198	850	"	360	264980	0,91
790	156664	855	"	244	258621	0,88
2554	120565	565	"	Сл.	195603	0,77
803	130318	502	"	61	170120	0,91
937	161882	703	"	152	266364	0,91
3245	154209	403	"	Сл.	249095	0,72
1004	163695	714	"	122	269614	0,93
1936	157938	362	"	195	261101	0,82
1884	168089	1009	"	293	276719	0,85
944	152450	640	"	146	250214	0,90
12735	157952	1060	"	85	250169	0,68
390	125020	580	"	80	205876	0,84

В.П. Ильченко, В.М. Кирьяшкин, М.А. Мухамеджанов и др.) считают, что процессы распреснения происходят в настоящее время или происходили, в геологическом понимании времени, недавно. Однако А.И. Чистовский (1985) отдает предпочтение гипотезе молекулярно-диффузационного массопереноса солей в разрезе в сочетании с седиментационной теорией. Он считает, что опреснение вод в глубоких частях Прикаспийской впадины связано с условиями массопереноса на больших глубинах, где диффузационная проницаемость пород существенно снижается.

Связанные воды оказывают большое влияние не только на формирование химического облика седиментогенных пластовых вод, но в значительной степени и на формирование залежей нефти и газа. Основная масса связанных вод содержится

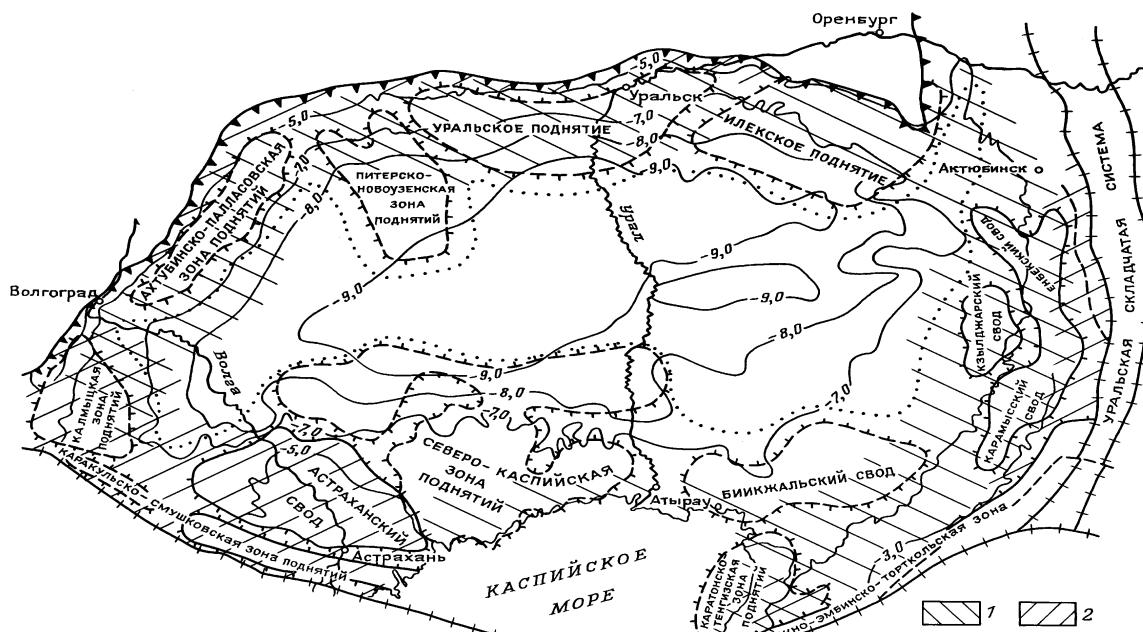


Рис. 7. Схематическая гидрогеохимическая карта подсолевых отложений Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1992).

Зоны распространения вод с минерализацией: 1 — 180—250 г/л, 2 — менее 180 г/л (области проявления гидрохимической инверсии). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

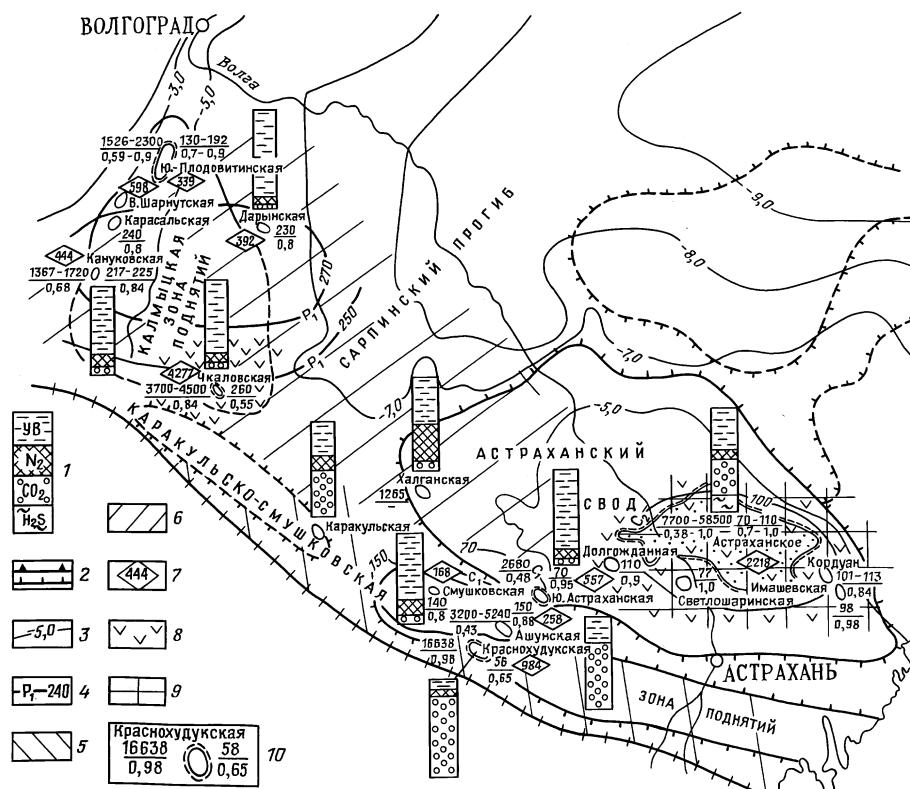


Рис. 8. Схематическая гидро-геологическая карта подсолевых отложений юго-западной части Прикаспийской впадины (составили В.П. Ильченко, Ю.Г. Гирин, 1990 г.):

СЛ. Тири, 1988 г.).
 1 — газовый состав, %; 2 — тектонические элементы; 3 — изогипсы поверхности подсоловых отложений, м; 4 — изоминеры; 5 — зона развития углекислых вод; 6 — зона развития метановых вод; 7 — значение приведенного напора, м; 8 — зона развития АВПД; 9 — зона развития водо-родосодержащих вод; 10 — разведочная площадь, ее название; дроби: справа — в числителе минерализация (г/л), в знаменателе натрий-хлорный коэффициент; слева — в числителе газонасыщенность вод (см/л), в знаменателе коэффициент газонасыщенности ($p_{\text{газ}}/p_{\text{н}}$)

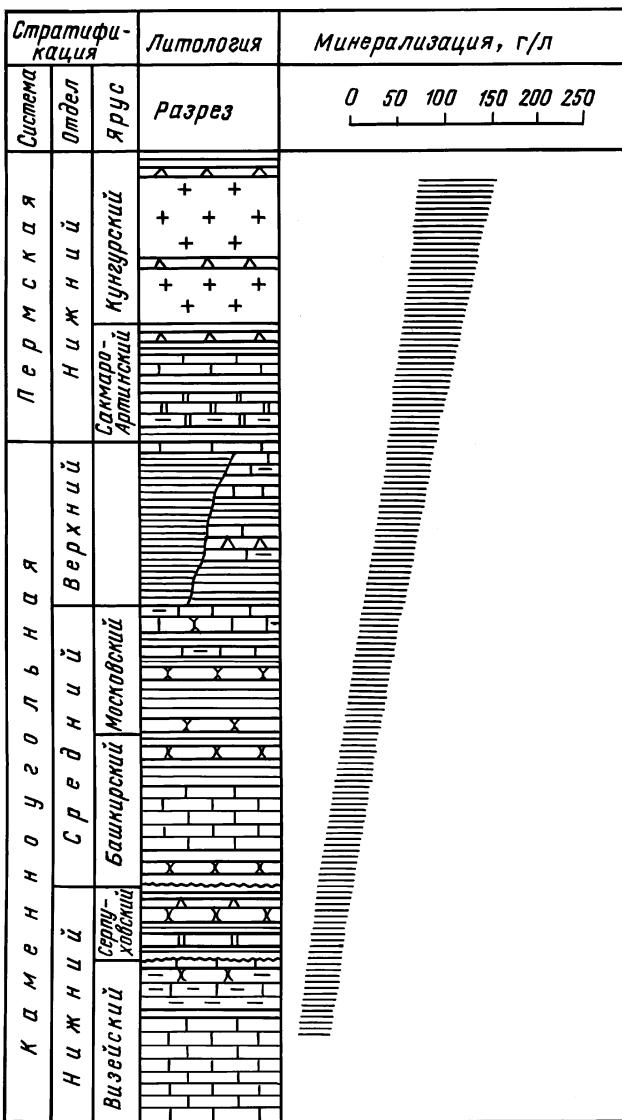
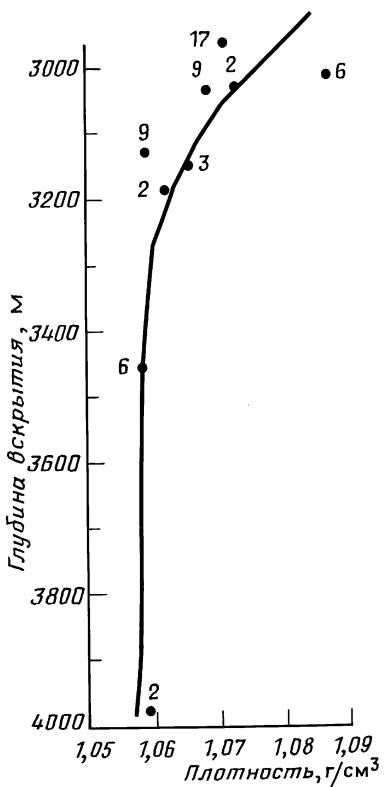


Рис. 9. Характер изменения минерализации подземных вод подсолевых отложений юго-западной части Прикаспия с глубиной (составили В.П. Ильченко, Н.А. Козлова, 1989 г.)

Рис. 10. График изменения плотности воды с глубиной на месторождении Урихтау (по В.М. Кирьяшкину, 1988).
Цифры у точек — номера скважин

в тонкодисперсных глинистых и известковых породах. Многие уплотненные глинистые породы содержат только связанную воду. Прочносвязанная вода в устойчивых (в стабильных) геохимических и геологических условиях не может проявлять себя активно, она не способна захватывать ионы солей, молекулы газа. Прочносвязанная вода становится активной только тогда, когда при измененных условиях (например, повышении температуры, давления и др.) ее физические или химические связи с твердыми компонентами породы будут ослаблены. Эта рыхлосвязанная вода ведет себя иначе, чем прочносвязанная. Для изучения рыхлосвязанных вод было введено понятие о поровых растворах. Этой проблеме посвящены работы многих исследователей (П.А. Крюков, В.Д. Ломтадзе, Г.В. Богомолов, А.Е. Бабинец, А.А. Карцев, В.Ф. Симоненко, М.И. Суббота, М.Ф. Козлов, Л.И. Матвеева, В.В. Колодий и др.).

Поровыми растворами называют воды, насыщающие тонкодисперсные породы, заполняющие в них очень тонкое межзерновое пространство, тонкие капилляры, микротрещины, удерживаемые силами межмолекулярного сцепления и замкнутой системой микрополостей. Поровые растворы активно участвуют в различных геохимических процессах, происходящих в тонкодисперсных породах. При уплотнении пород они могут выдавливаться в породы-коллекторы или в различные образовавшиеся тектонические трещины или более крупные полости, пополняя объем свободных седиментогенных вод. В свою очередь, прочносвязанные воды в изменив-



шихся условиях могут пополнять объем поровых растворов. Поровые растворы легко растворяют соли, газы и органическое вещество и способны их переносить.

Изучение поровых растворов показало, что связанные воды тонкодисперсных осадочных пород при их уплотнении переходят в относительно свободное состояние и приобретают свойство высокой агрессивности, резко повышают растворяющую способность, которая может увеличиваться на целый порядок. Аномально высокая растворяющая способность воды, по данным В.Ф. Симоненко, воздействует как на минеральные компоненты пород, так и на органические вещества и углеводороды. Иными словами, поровые растворы играют важную роль в формировании гидрохимического облика седиментогенных вод и процессах нефтегазообразования.

3.1.4. ИНФИЛЬТРОГЕННЫЕ ВОДЫ

Процессы современной инфильтрации и палеоинфильтрации вряд ли могут рассматриваться в качестве источника формирования относительно маломинерализованных глубокозалегающих вод Прикаспийской впадины.

Выполненный А.С. Зингером (1980) анализ гидравлического состояния водонапорных систем палеозоя в корне меняет укоренившееся представление о Прикаспийской впадине как области разгрузки инфильтрогенных вод, формирующихся в пределах главных областей питания, и дает основание для вывода о преимущественно элизионной природе глубокозалегающих подземных вод. В связи с широким развитием бурения на нефть и газ установлено, что в глубоких водоносных горизонтах приведенные давления превышают, иногда значительно, потенциальные возможности гипсометрических приподнятых областей создания напоров и снижаются не при удалении от них, а по мере приближения к ним. Это характерно для водоносных комплексов девона и нижнего карбона, в которых установлено наличие относительно опресненных вод в районах северо-западного и западного обрамления Прикаспийской впадины. В качестве обширных пьезомаксимумов, препятствующих движению инфильтрогенных вод, выступают Степновский, Доно-Медведицкий сложные валы и другие геоструктуры. Разница значений приведенных напоров на структурах, непосредственно примыкающих к зоне бортового обрамления синеклизы и расположенных в более се-

верных и западных районах, т.е. приближенных к основным областям инфильтрационного питания, достигает 0,2 МПа.

Вопрос о роли западного склона Урала и Мугоджар при формировании инфильтрагенных вод глубокозалегающих горизонтов подсолевого палеозоя восточной окраины Прикаспийской впадины дискуссионен. Однако ряд ведущих ученых в области нефтегазовой гидрогеологии либо отрицают ее, либо считают крайне ослабленной глубокими предгорными прогибами.

Анализ типично инфильтрагенных вод, развитых в пределах основных областей питания, убедительно показывает отсутствие их влияния на опреснение подземных вод больших глубин. Так, например, по мнению Г.С. Долговой (1983), на Воронежском своде в зоне активного водообмена подземные воды имеют минерализацию, равную или даже превышающую значения, характерные для опресненных вод, приуроченных к зоне затрудненного водообмена на глубинах свыше 3 км. Причем содержание кальция и магния в этих водах в несколько раз выше, чем в опресненных водах Астраханского свода.

3.1.5. ВОЗРОЖДЕННЫЕ ВОДЫ

Возрожденные воды выделяются за счет высвобождения межслоевой воды при перестройке структуры глинистых минералов, содержащих различное количество воды, в основном при превращении монтмориллонита с содержанием воды до 24 % в иллит и другие гидрослюды, в которых содержание воды обычно не превышает 10 %. Глинистые минералы немонтмориллонитового характера, а также цеолиты, гидроксилы, гипс также могут давать "возрожденные" воды, но в меньшем количестве. Поэтому общее количество возрожденных вод может быть значительным и оказывать влияние на формирование состава пластовых вод, химический облик, их минерализацию. Известны исследования А.А. Карцева (1971) по количеству отжимающейся из глин воды на разных этапах их дегидратации. Но наряду с этим существует мнение Г.С. Долговой (1980), что при уплотнении глин особо интенсивное отжимание из них пресных вод в количестве, способном разбавить пластовые воды, продолжается лишь до глубин около 2–3 км. Именно на этих глубинах происходит второй этап дегидратации глин, на котором высвобождается объем воды, составляющий 10–15 % уплотняющего осадка. Поэтому в том случае, когда водоносный пласт вскрыт на глубинах,

близких к глубинам второго этажа дегидратации глин, контактирующих с этим горизонтом, отжатые из этих глин воды могли сыграть значительную роль в изменении начального химического облика седиментогенных вод. Проведенный А.С. Зингером (1980) расчет долевого участия различных источников пресных вод в снижении минерализации пластовых вод на больших глубинах на примере юго-западной части Прикаспия показал, что существенным реальным источником могут быть лишь возрожденные воды достаточно мощных глинистых толщ.

А.С. Зингером (1980) оценена роль процесса дегидратации глин в опреснении вод рассматриваемого региона. Так как на втором этапе дегидратации, как указывалось выше, высвобождается объем воды, составляющий 10–15 % от уплотняющегося осадка, то в расчете на 1 км² глинистого пласта мощностью 1 м этот объем составит $1,5 \cdot 10^5$ м³. Тогда для получения пресной воды в объеме $6 \cdot 10^7$ м³, требующейся для наблюдаемого опреснения, мощность уплотняющейся глинистой толщи должна быть $6 \cdot 10^7 : 1,5 \cdot 10^5 = 400$ м. Примером такой толщи может служить верейско-мелекесская глинистая пачка, мощность которой резко возрастает до 1000 м на Карпенско-Краснокутском участке северо-западного обрамления впадины. Именно там в ряде скважин Карпенской площади на глубинах, близких к глубинам проявления второго этапа дегидратации глин, получены относительно маломинерализованные воды первой группы. Поэтому в данном случае генезис этих опресненных вод авторы связывают с процессом дегидратации глинистых толщ.

Большинство рассматриваемых опресненных вод находится на глубинах около 4 км, на которых процесс отжатия значительных объемов возрожденных вод в основном завершился. Но уменьшение пористости глин наблюдается и на больших глубинах, т.е. и на поздних стадиях уплотнения глин, хотя величина этого уменьшения здесь незначительна – от 2 до 5 %. Следовательно, и влагосодержание глин здесь изменяется в тех же пределах. Если принять значение влагоотдачи глин, равное уменьшению пористости при увеличении глубины с 3,5 до 4 км, за 2 %, то можно определить количество воды, выделившейся из глин при их уплотнении в этом интервале глубин. С учетом плотности глин 1 м³ породы выделяет 50 л воды. Тогда при площади 1 км² и мощности глинистого пласта 1 м объем воды, выделившейся при уплотнении породы этого пласта, равен $5 \cdot 10^4$ м³. Следовательно, для получения за счет дегидратации глин объема пресной во-

ды в $6 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ необходимо наличие глинистой толщи мощностью $6 \cdot 10^7 : 5 \cdot 10^4 = 1200 \text{ м}$.

Исследования показали наличие мощных терригенных, угленосно-терригенных и терригенно-карбонатных пород на изученной территории Прикаспийской впадины. Эти породы являются основным поставщиком опресненных вод, тем самым формируя гидрохимический облик глубокозалегающих отложений.

Выше говорилось, что в 1980 г. А.С. Зингером дан анализ существующих представлений о различных причинах распределения глубокозалегающих вод. Но в последнее десятилетие появились новые данные, воззрения и гипотезы, новые факты, которые вкупе с вышеназванными играют свою роль при определении гидрогеохимического облика подсолевого этажа. Нам представляется, что целесообразно более детально остановиться на них.

3.1.6. КОНДЕНСАТОГЕННЫЕ ВОДЫ

Известно, что газообразные УВ способны поглощать молекулярную влагу. Впервые обратили на это внимание Р. Миллс и Р. Уэллс (1919). В последующем В.И. Вернацкий (1933), обсуждая вопрос о роли подземного испарения, признавал вполне вероятным процесс уноса молекулярной влаги из массы подземных вод. В.А. Сулин (1935) придавал существенное значение процессу испарения воды в газы. В последующие годы способность газов растворять влагу была изучена рядом как отечественных, так и зарубежных исследователей, которые привели количественные расчеты возможного влагонасыщения газа в зависимости от давления, температуры и состава.

Так как растворимость воды в различных углеводородных скоплениях значительно выше растворимости УВ в воде, вполне реальна возможность совместного переноса воды, растворенной в углеводородах, в струйном миграционном потоке и последующее обособление воды в свободную фазу при соответствующих термодинамических условиях в недрах (В.В. Колодий, 1975). Еще большую способность к растворению воды газ приобретает, если в его составе есть кислые компоненты — углекислота и сероводород. В пластовых условиях при перемещении газа на более высокий гипсометрический уровень с меньшими температурой и давлением вода должна конденсироваться. Выпадающая из поднявшейся на более высокий гипсометрический уровень газоконденсатной смеси конденсационная вода смешивается с первичными се-

Характеристика представительных химических анализов

Но- мер сква- жины	Интервал опробова- ния, м	Дата отбора проб	Содержание		
			Общая ми- нерализация	Na + K	Ca
73	4012–3980	31.08.85	780,79	209,3	60,12
			24,20	9,1	3,0
			100	37,6	12,40
76	3919–3844	12.02.87	4355	742,0	721
			142,54	32,27	36,0
			100	22,64	25,26
8Щ	3936–3915	16.10.80	6841,44	2910,88	92,18
			268,72	126,56	4,6
			100	47,1	1,71
8Щ	3936–3915	18.10.80	8996,76	4235,91	76,15
			378,34	184,17	38,0
			100	48,68	1,0
8Щ	3936–3915	21.10.80	3471,95	1463,95	210,42
			159,3	65,65	10,5
			100	39,96	6,59
58	3980–3940	14.09.84	8893,84	2113,93	1162,8
			299,82	91,91	58,0
			100	30,66	19,34
58	3980–3940	16.09.84	6405,89	1710,28	180,36
			170,72	74,36	9,0
			100	43,56	5,27
58	3980–3940	16.09.84	5278,14	1677,62	200,4
			165,88	72,94	10,0
			100	43,97	6,03
52	4033–3946	28.02.87	4111	625	782
			136,32	27,16	39,0
			100	19,92	28,61
83	3919–4028	3.07.87	1412,0	150,0	261,0
			47,0	6,5	13,0
			100	13,83	27,66
83	3952–4040	8.07.87	890,0	106,0	160,0
			27,18	4,59	8,0
			100	16,89	29,43

диментационными водами, образуя воды различных типов. Все это подтверждается данными газопромысловых исследований и работ, в частности, в Предкавказье (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1977, 1980) и на Астраханском своде (О.И. Серебряков, В.П. Ильченко, 1988).

На всех газовых объектах скважин Астраханского ГКМ получены маломинерализованные воды конденсационного либо "смешанного" (с примесью пластовой воды) генезиса

конденсационных вод Астраханского ГКМ

	Mg	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	NH ₄	B	J	Br
He обн.	306,29	22,08	He обн.	183,0	232	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
	8,64	0,46		3,0	—	—	—	—	—
	35,70	1,90	"	12,40	—	—	—	—	—
37	2040	83,0	"	732	—	—	—	—	—
3,0	57,64	1,73	"	12,0	—	—	—	—	—
2,1	40,37	1,21		8,42	—	—	—	—	—
38,91	425,4	73,44	"	1728,13	—	—	—	—	—
3,2	12,0	1,53		28,33	—	—	—	—	—
1,19	4,47	0,57		10,54	—	—	—	—	—
14,59	496,3	63,36	"	1601,25	—	—	—	—	—
1,2	14,0	1,32		26,25	—	—	—	—	—
0,32	3,7	0,35		6,94	—	—	—	—	—
66,88	425,4	36,0	"	183,0	—	—	—	—	—
5,5	12,0	0,75	"	3,0	—	—	—	—	—
3,45	7,53	0,47		1,88	—	—	—	—	—
He обн.	4883,6	26,4	"	707,6	—	He обн.	1,45	3,0	
	137,76	0,55	"	11,6	64	—	—	—	—
	45,95	0,18		3,87	—	—	—	—	—
24,32	2371,9	21,6	He обн.	1098,0	—	He обн.	—	—	
2,0	66,91	0,45	"	18,0	90	—	—	—	—
1,17	39,19	0,26	"	10,5	—	—	—	—	—
He обн.	2302,1	—	"	1098,0	—	—	—	—	—
	64,94	Сл.	"	18,0	—	—	—	—	—
	39,15		"	10,85	—	—	—	—	—
24	2040	30	"	610	—	—	—	—	—
2,0	57,24	0,62	"	10,0	102	He обн.	—	71,92	
1,47	42,21	0,46	"	7,33	—	—	—	—	—
49,0	660,0	24,0	"	268,0	—	—	—	—	—
4,0	18,6	0,50	"	4,4	—	—	—	—	—
8,51	39,58	1,06	"	9,36	—	—	—	—	—
12,0	298,0	9,0	"	305,0	—	—	—	—	—
1,0	8,4	0,19	"	5,00	—	—	—	—	—
3,68	30,9	0,7	"	18,4	—	—	—	—	—

(табл. 11). Минерализация конденсационных вод изменяется от 0,5 до 10 г/л. Тип воды — гидрокарбонатно-натриевый. Натрий-хлорный коэффициент более 1. В конденсационных водах очень низкое содержание сульфатов (от следов до 1,7 мг-экв/л). Содержание гидрокарбонат-иона повышенное (от 10 до 32 мг-экв/л). Причем в ряду "конденсационные — смешанные — пластовые воды" концентрации сульфат-иона увеличиваются, гидрокарбонат-иона уменьшаются (рис. 11).

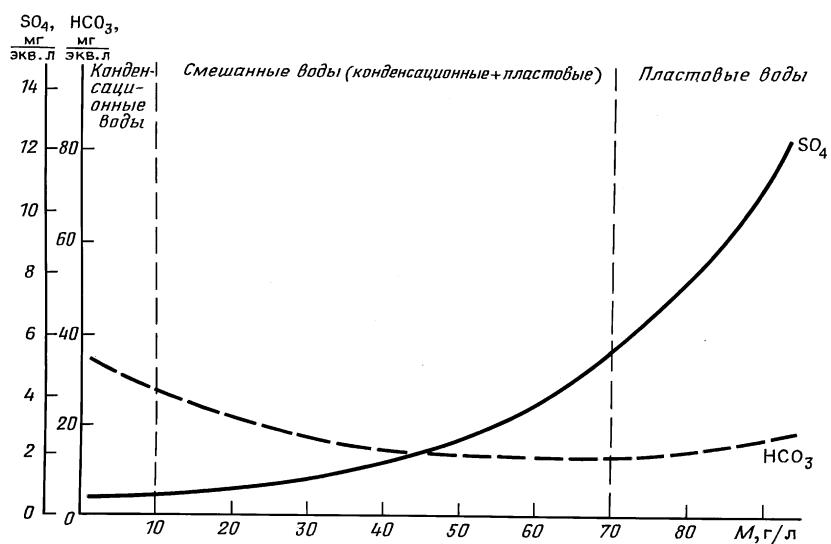


Рис. 11. Характер изменения сульфатов и гидрокарбонатов в конденсационных, смешанных и пластовых водах Астраханского ГКМ (составил В.П. Ильченко, 1990)

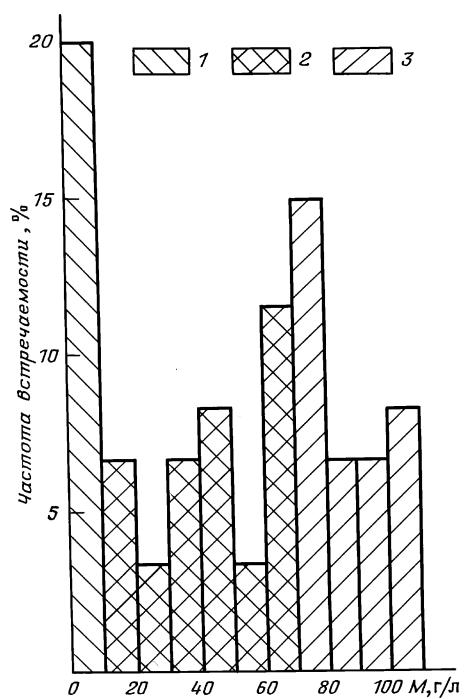


Рис. 12. Гистограмма распределения минерализации вод Астраханского ГКМ (составил В.П. Ильченко, 1988 г.).
Воды: 1 – конденсационные, 2 – смешанные, 3 – пластовые

Характерно, что для фоновых вод с минерализацией 70–110 г/л содержание сульфатов в водах достигает 20 мг-экв/л, а гидрокарбонатов 16–50 мг-экв/л. В конденсационных водах, ввиду их высокой степени преобразованности, повышается доля кальция (10–40 мг-экв/л), но снижается доля натрия (27–65 мг-экв/л). В большинстве проб конденсационных вод содержание йода, брома и бора не обнаружено. (Всего проведено 50 анализов.)

Анализ гистограммы распределения минерализации (60 анализов) позволил установить следующее (рис. 12). Из числа проанализированных проб максимальные значения (20 %) приходятся на конденсационные воды с минерализацией до 10 г/л. "Смешанные" воды приходятся на интервал 10–70 г/л и составляют около 40 %, пластовые воды находятся в интервале 70–110 г/л, это 36 % от числа проанализированных проб. Под "смешанными" понимается смесь конденсационных, пластовых и других вод.

Анализируя группу "смешанных" вод и сравнивая их с пластовыми, видим, что эти воды схожи по составу с пластовыми, но явно разбавлены конденсационными или техническими водами. Химический анализ вод некоторых скважин показал, что при уменьшении процент-эквивалентного содержания натрия, кальция, хлора увеличивается процент-эквивалентное содержание магния, по сравнению с составом пластовых вод. Например, по скв. 17 Астраханского месторождения ($M = 27$ г/л) процент-эквивалентное содержание магния (3,6) и кальция (3,82) почти уравнивается. Увеличение содержания магния объясняется примесью технических вод.

Необходимо отметить, что в пластовых водах содержание сульфат-иона мало по сравнению с другими компонентами или отсутствует в некоторых случаях, но в общем случае с увеличением минерализации его процент-эквивалентное содержание растет, но уменьшается процент-эквивалентное содержание карбонат-иона.

На скважинах Астраханского ГКМ наблюдается зависимость между дебитом газа и дебитом конденсационной воды и ее минерализацией. Например, в скв. 32 при дебите газа 236,4 тыс. м³/сут дебит воды составлял 2,19 м³/сут, минерализация – 34,6 г/л, а при дебите газа 125,6 тыс. м³/сут дебит воды составил 0,55 м³/сут, а минерализация – 17,8 г/л. Максимальный выход конденсационных вод может достигать 3 м³/сут.

Интересные данные получены при исследовании скв. 4 Имашевская (инт. 4050–4082 м). Газоводяной контакт пред-

положительно установлен на отметке — 4061 м. При работе на штуцерах 14, 11, 10,8 и 10 мм дебит газа соответственно составил 418, 334, 316, 263 и 314 тыс. м³/сут. Характерно изменение солености и химического состава воды, полученной из сепаратора. Так, 29.07.88 плотность воды составила 1,074 г/см³, а минерализация 112,9 г/л; 31.07.88 — плотность 1,033 г/см³, минерализация 53,7 г/л; 1.08.88 — плотность 1,003 г/см³, минерализация 9,5 г/л.

Одним из важных коррелятивов, характеризующим конденсационные воды, является потенциальная влагоемкость. Проведенные расчеты (В.П. Ильченко, 1988) подтверждают, что потенциальная влагоемкость пластового газа Астраханского ГКМ изменяется от 6,1 до 9,1 г/м³. Среднее значение по 38 пробам составляет 8,1 г/м³. Если значение фактически полученного водогазового фактора будет превышать указанные пределы, это может свидетельствовать о подтягивании в скважину дополнительных посторонних вод.

По скв. 4 Имашевская в конце отработки (1.08.88) в составе флюида получили типичную конденсационную воду с минерализацией 9,5 г/л.

Выше отмечалось, что многие скопления УВ подстилаются маломинерализованными водами конденсационного (солюционного) генезиса. Такие примеры известны и в Прикаспийской впадине. Наиболее интересный случай отмечен для скв. 2 Аккудук, недалеко от г. Атырау. Скважина переливала дебитом примерно 8 м³/сут семь суток через 5-мм штуцер.

Отобраны пробы воды с глубины 3000 м пробоотборником. Для контроля с глубины 300 м отобраны желонкой две пробы воды. Отобрана прoba газа с устья. По результатам химического анализа, воды (исследования СевКавНИПИгаза) с глубин 3000 и 300 м идентичны по составу, что указывает на качественную подготовку объекта для проведения гидрогеологических исследований. Вода маломинерализованная, минерализация 12 г/л, относительная плотность 1,007. Тип воды гидрокарбонатно-натриевый. Натрий-хлорный коэффициент 1,04, хлорбромное отношение 226. Из микроэлементов обнаружены бор — 28,8 мг/л, аммоний — 15 мг/л, содержание йода высокое — 59 мг/л. Химический облик свидетельствует о пластовом характере воды. Концентрации водорастворенных веществ (бензол, фенолы, органические кислоты) также повышенные. Все это верный признак природного характера вод. Иными словами, скважина вскрыла оторочку маломинерализованных вод, подстилающих нефтяную залежь. Отсюда важный вывод: обнаружение природных вод с низкой мине-

рализацией — надежный нефтегазопоисковый критерий обнаружения залежи УВ.

В.И. Петренко (1995) предлагает более дробную классификацию конденсационных вод.

Первичные конденсационные воды образуются в результате конденсации первичной паровой фазы воды, насыщающей парогазовую смесь при начальных пластовых условиях, т.е. до начала разработки залежей.

Вторичные конденсационные (дистилляционные) воды. Название отражает физическую сущность сравнительно скоротечного природного процесса — снижение давления в залежи обуславливает испарение воды, при конденсации паровой фазы получается дистиллят.

Эпиконденсационные воды — образуются в газоконденсатных залежах в период разработки в результате конденсации паровой фазы воды, сопровождающей ретроградную конденсацию тяжелых углеводородов при снижении пластового давления.

Таким образом, маломинерализованные природные воды конденсационного генезиса имеют большое значение и играют важную роль в формировании подземной гидросферы Прикаспийской впадины.

3.1.7. ОРГАНОГЕННЫЕ ВОДЫ

В процессе преобразования органического вещества (ОВ) при погружении пластов горных пород в зоны все более высоких температур и давлений нарастает генерация не только углеводородных соединений, но и сопутствующих им органогенных вод (В.П. Ильченко, А.В. Бочкирев, М.И. Суббота, 1982).

Установлено, в частности, что в процессе преобразования углей до начала границы МК динамика генерации метана и воды аналогична: максимумы интенсивности фиксируются на одних и тех же катагенетических уровнях (Е.А. Рагозина, 1983). С общих позиций можно констатировать, что существует парагенетическая связь между гидрогеохимическими аномалиями в виде опресненных вод, с одной стороны, и приуроченных к этим зонам многочисленных залежей нефти и газа — с другой.

Ниже через выявление таких связей предпринята попытка выработать новые для данного региона поисковые критерии и определить (подтвердить) области современной генерации

углеводородов. В качестве объектов изучения взяты нижнепермские, каменноугольные и девонские отложения основных структурно-тектонических элементов Прикаспийской впадины. Отсутствие необходимых данных не позволяет на данном этапе изученности впадины расширить объем исследований за счет расширения стратиграфического диапазона палеозойских и более древних пород.

Известно, что Прикаспийская впадина, характеризующаяся блоковым гетерогенным строением, является уникальной тектонической структурой по длительности и глубине погружения (до 20–22 км), размерам (свыше 500 тыс. км²) и толщине накопившихся в ее пределах подсолевых (от 3–4 км в прибрежных частях до 10–13 км в ее центральной части) и соленосных (до 3–5 км) пород. Площади и средние толщины стратиграфических подразделений, привлекаемых для анализа структурных элементов впадины, приняты согласно тектонической схеме ("Карта нефтегазоносности подсолевых отложений Прикаспийской впадины"; Под ред. Г.А. Габриэлянца и Н.А. Крылова, 1989).

Выше подчеркивалось, что высокая продуктивность подсолевых отложений определяется наличием региональной соленосной покрышки. Соленосная толща способствует консервации органики в подсолевых отложениях (предохраняет ее от микробиологических процессов в период диагенеза), формирует в подсолевом комплексе замкнутую гидрогеологическую систему элизионного типа с замедленным водообменом и отсутствием возможности проникновения инфильтрационных вод, т.е. создает благоприятные для аккумуляции УВ геохимические и гидрогеологические условия. Соленосные отложения, повышая минерализацию подстилающих пластовых вод, способствуют выделению газов в свободную фазу и формированию различных по запасам и размерам скоплений газа, конденсата, нефти (так называемый "эффект высыпания").

Региональный экран – одна из причин возникновения в подсолевых отложениях АВПД, в 1,5–2,0 раза превышающих гидростатические, способствующих сохранению и формированию коллекторов на больших глубинах и повышающих интенсивность процессов вертикальной и горизонтальной миграции пластовых флюидов.

Методические аспекты расчетов материального баланса процессов образования органогенных вод изложены в работах (В.П. Ильченко и др., 1982, Е.А. Рагозина, 1983). Средняя мощность разновозрастных подсолевых отложений варьиру-

ет от 60 м (нижняя пермь Астраханского свода) до 3000 м (девон Каратон-Тенгизской зоны). Среднее содержание ОВ (1,25 %) принято минимальным. Наибольшим суммарным содержанием ОВ за счет в основном большего объема и массы пород характеризуются девонские отложения Центрально-Прикаспийской депрессии (табл. 12).

К числу основных факторов, определяющих развитие процессов образования и перераспределения пластовых флюидов в палеозойских отложениях Прикаспийской впадины, относятся геотермический и тектоно-динамический режимы недр. Степень влияния этих факторов в сложной истории постседиментационных изменений органо-минеральной составляющей пород в разных частях бассейна была неодинаковой, обусловив глубинную и площадную асимметрию катагенетической зональности в подсолевых отложениях. В свою очередь, это предопределило с учетом специфики состава органо-минеральных веществ пород и некоторых других обстоятельств разделение территории на зоны преимущественно газо- и нефтенакопления.

Как известно, наличие в разрезе отложений хемогенных образований сдерживает (замедляет) катагенез. Присутствие "природного холодильника" – основная причина сравнительно невысокой степени изменения достаточно древних подсолевых пород, включая и те из них, что залегают на значительных глубинах. Отсюда растянутая катагенетическая зональность на большей части территории впадины, что дает основание предполагать наличие нефтяных залежей на глубинах 5–6 км и глубже.

Границы основных зон катагенеза ОВ имеют значительные колебания во времени и по глубине в различных частях впадины (Т.А. Ботнева и др., 1985; Г.П. Былинкин и др., 1982; А.В. Бочкирев, 1984). Наименее преобразовано ОВ разновозрастных отложений в отдельных районах северных, центральных и восточных частей впадины. В мобильных зонах под влиянием различных факторов (включая тектонодинамический) изменение ОВшло значительно дальше, достигнув градаций апокатагенеза (юго-западные районы впадины). На глубине 4 км в Астраханской и Приморской зонах температура варьирует от 105 до 132 °С. В центральных районах впадины с погружением палеозойских пластов равнозначные изоресценды пребывают существенно глубже. Температуры выше 100 °С ожидаются здесь на глубинах 7 км и более.

Сокращенная зональность катагенеза в южных районах впадины предполагает пребывание наиболее погруженных па-

Таблица 12

Объем пород и содержание ОВ в подсолевых нефтегазоматеринских отложениях юга Прикаспийской впадины

Порядковый номер текtonического элемента	Тектонический элемент	Площадь, тыс. м ²	Средняя мощность отложений, м			Суммарная мощность отложений, м	Объем, пород, км ³		
			P ₁	C ₁₋₃	D		P ₁	C ₁₋₃	D
I	Астраханский свод	18,3	60	1 250	800	2 110	1 098	22 875	14 640
II	Каракульско-Смушковская зона	7,0	500	1 000	2 000	3 500	3 500	7 000	14 000
III	Северо-Каспийская зона	41,5	100	300	1 650	2 050	4 150	12 450	68 475
IV	Биикжальский свод	14,6	70	300	600	970	1 022	4 380	8 760
V	Каратон-Тенгизская зона	9,0	130	1 900	3 000	5 030	1 170	17 100	2 700
VI	Южно-Эмбенско-Тортольская зона	9,2	315	700	500	1 515	2 898	6 440	4 600
VII	Калмыцкая зона поднятий	8,3	250	1 500	1 100	2 850	2 075	12 450	9 130
VIII	Центрально-Прикаспийская депрессия	140	400	1 200	1 600	3 200	56 000	168 000	640 000

Продолжение табл. 12

Порядковый номер текtonического элемента	Тектонический элемент	Суммарный объем пород, км ³	Масса пород, 10 ¹¹ т (средняя плотность 2,5 г/см ³)			Общая масса пород, 10 ¹¹ т	Масса ОВ в породе, 10 т (среднее содержание ОВ в породе 1,25 %)			Суммарная масса ОВ в породе, 10 ¹¹ т
			P ₁	C ₁₋₃	D		P ₁	C ₁₋₃	D	
I	Астраханский свод	38 613	27,5	571,9	366,0	965,4	0,34	7,15	4,58	12,07
II	Каракульско-Смушковская зона	24 500	87,5	175,0	350,0	612,5	1,09	2,19	4,38	7,66
III	Северо-Каспийская зона	85 075	103,7	311,3	1711,9	2126,9	1,30	3,89	21,40	26,59
IV	Биикжальский свод	14 162	25,6	109,5	219,0	354,1	0,32	1,37	2,74	4,43
V	Каратон-Тенгизская зона	20 970	29,3	427,5	67,5	524,3	0,37	5,34	0,84	6,55
VI	Южно-Эмбенско-Тортольская зона	13 938	72,5	161,0	115,0	348,5	0,91	2,01	1,44	4,36
VII	Калмыцкая зона поднятий	23 655	51,9	311,3	228,3	591,5	0,65	3,89	2,85	7,39
VIII	Центрально-Прикаспийская депрессия	864 000	1400	4200	16 000	21 600	17,5	52,5	270,0	340,0

леозойских отложений в зоне позднего апокатагенеза (AK_4), а также метагенеза, где заключен главный очаг образования диоксида углерода и сероводорода за счет разложения ОВ, конверсии CH_4 , термохимического восстановления сульфатов, гидролиза кальцита и других процессов (А.В. Бочкирев, 1984).

Выше подчеркивалось, что причин, влияющих на распределение глубокозалегающих вод Прикаспийской впадины, множество. Это влияние возрожденных, конденсационных, эндогенных, хемогенных, гидратных и других вод. Проведенный Г.С. Долговой (1980) количественный анализ долевого участия различных источников пресных вод в распределении минерализованных вод на больших глубинах показал, что основным источником опреснения могут быть возрожденные воды и воды, высвобождающиеся из глин в результате их высокотемпературной дегидратации. В доле последних не выделялась органогенная вода, роль которой в опреснении пластовых вод значительна. В осадочных породах фанерозоя содержится всего 0,01–2 % (массовых долей) рассеянного ОВ, его количество здесь редко достигает 10–15 %. Однако известно, что для образования нефти и метана и формирования их промышленных залежей достаточно иметь в породах 0,5–2 % рассеянного ОВ. Причем на генерацию углеводородов обычно расходуется не более 0,1 % от общей суммы рассеянного ОВ. Органогенной воды генерируется не меньше.

Согласно экспериментам Ф. Бехару и др. (1992), отношение вода/нефть после крекинга изолированной пробы керогена при температуре 350 °C в течение 24 часов для II типа керогена (углистый) равно 1 : 7 и для III типа керогена (са-пропелевый) отношение вода/нефть составляет 1 : 1.

Органогенные воды включаются в круговорот как составная часть подземной гидросферы. Расчеты показывают, что объемы пресных вод, выделившихся при разложении ОВ пород, значительны, причем расчетные параметры не превышали средних значений (табл. 13).

Что особо важно, совместное образование органогенной воды и углеводородов в тонкодисперсных породах помогает переносу последних в растворе с водой при уплотнении нефтегазоматеринских толщ в пласты-коллекторы, где затем формируются залежи нефти и газа.

Зоны генерации УВ характеризуются, как правило, водами пониженной минерализации. В Прикаспийской впадине лишь единичные глубокие скважины "дошли" до зон генерации, причем только в бортовых частях синеклизы, но везде подтвердили наличие гидрогеохимической инверсии, т.е.

Таблица 13

**Расчет объема образующейся органогенной воды
из ОВ подсолевых отложений Прикаспийской впадины**

Порядко- вый номер тектони- ческого элемента	Градации катагенеза			Количество выделившейся H_2O из 1 кг ОВ, кг		
	P_1	C_{1-3}	D	P_1	C_{1-3}	D
I	MK_3	$MK_3 - MK_4$	$MK_5 - AK_2$	1,66	3,50	4,92
II	$MK_2 - MK_3$	$MK_3 - AK_1$	$AK_1 - AK_3$	6,06	3,62	5,75
III	MK_1	$MK_1 - MK_2$	MK_3	7,86	9,16	1,66
IV	MK_1	$MK_2 - MK_3$	$MK_4 - AK_1$	7,86	6,06	4,31
V	MK_1	$MK_1 - MK_3$	MK_4	7,86	6,66	5,35
VI	$MK_1 - MK_2$	$MK_1 - MK_2$	$MK_4 - MK_5$	9,16	6,33	4,35
VII	$MK_1 - MK_2$	$MK_2 - MK_3$	$MK_4 - MK_6$	6,66	6,06	4,35
VIII	$MK_3 - MK_4$	$MK_4 - MK_5$	$MK_5 - AK_1$	3,50	4,35	3,80

Продолжение табл. 13

Порядко- вый номер тектони- ческого элемента	Общий объем воды, образовавшейся из ОВ материнских пород, km^3			Суммарный объем воды, образовавшей- ся из ОВ, km^3
	P_1	C_{1-3}	D	
I	0,06	2,5	2,3	4,9
II	0,7	0,8	2,5	4,0
III	1,0	3,6	3,6	8,2
IV	0,3	0,8	11,8	12,9
V	0,3	3,6	0,5	4,4
VI	0,8	1,3	0,6	2,7
VII	0,4	2,4	1,2	4,0
VIII	6,1	22,8	103,5	132,4

чем ближе к зонам генерации УВ, тем ниже соленость вод. Наряду с дегидратационными органогенные воды вносят основной вклад в баланс глубокозалегающих вод, тем самым определяя общий гидрохимический фон, обогащенный водорастворенным органическим веществом, водорастворенными газами. В бортовых частях впадины в ряде случаев зоны генерации совпадают с зонами аккумуляции залежей нефти и газа. Тогда эффект наличия маломинерализованных глубокозалегающих вод еще контрастнее и может служить надежным поисковым критерием обнаружения скоплений УВ.

Таким образом, проведенные исследования показывают, какую важную роль органогенные воды играют в гидрогохимическом облике глубокозалегающих отложений Прикаспийской впадины, в генерации и аккумуляции УВ. Впервые подсчитаны объемы этих вод. Расчеты показывают существен-

ную значимость этих новообразованных вод. Их следует учитывать при подсчетах баланса длительного гидрогеологического круговорота воды.

3.1.8. ГИДРАТНЫЕ ВОДЫ

Прикаспийская впадина на позднепалеозойском (докунгурском) этапе представляла собой область длительного некомпенсированного прогибания с глубоководным режимом седиментации по типу современных пассивных окраин (Л.Г. Кирюхин, А.А. Размышляев, 1987). Достаточно отчетливо такие условия осадконакопления фиксируются на бортах синеклизы (особенно по замещению каширско-артинской карбонатно-рифогенной формации толщиной 1100–1700 м типично глубоководными глинисто-карбонатно-кремнистыми отложениями мощностью 100–200 м). Фациальное замещение происходит на коротком расстоянии (до 5 км) в направлении от бортовых зон впадины к ее внутренним областям.

Глинисто-карбонатно-кремнистые отложения, площадь распространения которых превышает 200 тыс. км², характеризуются высоким содержанием РОВ сапропелевого типа. Глубина седиментационного бассейна в момент накопления этих осадков, согласно представлениям А.Л. Яншина и других геологов, составила более 1000 м.

Следовательно, по крайней мере в каширско-артинское время в глубоководной части бассейна существовали благоприятные условия для образования гидратов. Разделяя точку зрения А.Л. Яншина, Н.М. Джипоридзе, В.И. Раевского, С.Д. Гемпа и других ученых о глубоководном накоплении мощных соленосных толщ, можно предположить, что условия для захоронения газогидратов в Прикаспийской впадине были также благоприятными.

Ниже остановимся на модели генезиса гидратных вод по А.А. Размышляеву. По мере накопления соли газогидратный слой погружался и постепенно прогревался. При средней плотности теплового потока 40–50 мВт/м², характерной для древних платформ и пассивных континентальных окраин, температура гидратного слоя повысилась до 15–20 °C (критическая температура существования газогидрата метана при давлении 20 МПа) после его перекрытия соленосной толщей мощностью 800–1000 м. Следовательно, к началу термического разложения газогидратов над ними существовала доста-

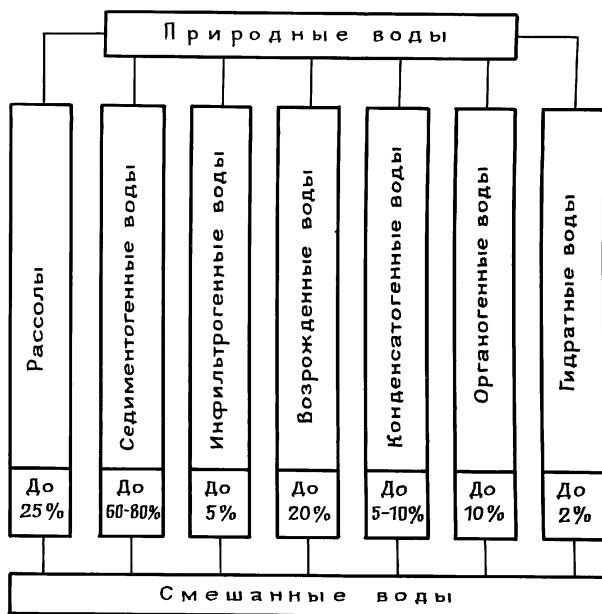


Рис. 13. Схема распространения природных вод подсолевых отложений Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1995). Цифры показывают долю (в %) в общем балансе вод нижнего гидрогеологического этажа

точно надежная покрышка. Количество выделившегося газа при условии, что мощность палеогазогидратного слоя достигла 100 м, а площадь его распространения 200 тыс. км², могло составить $3 \cdot 10^3$ м³ и более. Высвободившиеся газы насыщали пластовые воды подсолевых отложений, а при избыточном давлении "прорывали" соленосную толщу.

Прямые свидетельства, указывающие на реальность рассматриваемого процесса, отсутствуют. Косвенным признаком накопления палеогазогидратов и их участия в формировании газоконденсатных залежей служит и наличие вод пониженной минерализации на Астраханском ГКМ.

Гидрохимическая зональность подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины как по площади, так и по разрезу может быть обусловлена и разложением палеогазогидратов в фациях глубоководных отложений, замещающих карбонатный резервуар. При этом выделяется пресная вода, так как в образовании гидратов участвуют только молекулы во-

ды, а соли остаются в водах седиментационных бассейнов. В процессе латеральной миграции "гидратные" воды смешивались с водами карбонатного резервуара и опресняли их.

По данным А.А. Размышляева (1989), имеющиеся малочисленные определения изотопного состава газа Астраханского месторождения позволяют предположить наличие примеси биогенного метана. Так, отмечается облегчение изотопного состава последнего до 49,3 % против фоновых значений 38,8 %.

Таким образом, гидратные воды оказали свое опресняющее влияние на региональный фон гидросфера подсолевых отложений. Тем самым внесли свой вклад в формирование ее современного гидрогеохимического облика.

Главу, рассматривающую формирование подземной гидросферы нижнего гидрогеологического этажа, заключим схемой (рис. 13) составляющих ее вод (приведено ориентировочное количество рассолов, седиментогенных, инфильтрографических и других вод в общем балансе природных вод подсолевых отложений Прикаспийской впадины).

3.2. ВОДОРАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ И ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

3.2.1. ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО КЛАССИФИКАЦИИ ПРИРОДНЫХ ГОРЮЧИХ ГАЗОВ

Еще В.И. Вернадский (1931) отмечал, что классификация естественных тел не самоцель, а орудие научной работы. Поэтому нет ничего удивительного, что на разных этапах познания газов Земли создавались новые классификации, учитывающие развитие науки и практические нужды промышленности.

Обзор и анализ существующих классификаций природных газов дан в работе Л.М. Зорькина, Е.В. Стадника, М.И. Субботы, Г.А. Юрина (1985). Представляется уместным еще раз сделать акцент на эволюции представлений о классификациях и самих классификациях газов по химическому составу. Таким образом, станет логичной и более понятной постановка вопроса — чем вызвано появление новой классификации во-

дорастворенных газов подсолевых отложений Прикаспийской впадины?

В.И. Вернадским предложена классификация по химическому составу в следующем виде:

I. Элементные газы атмосферы (O_2 , N_2 , Ar, He, Kr, Xe, O_3);

II. Элементные газы в гидросфере (O_2 , N_2 , Ar и др.);

III. Элементные газы в литосфере: 1) газообразные скопления (N_2 , O_2 , Ar, CO_2 , глубже — N_2 , Ar и др.), 2) в твердых растворах (CO_2 , N_2 , H_2 , He, Ar и др.), 3) в жидких растворах в воде, нефти и магме: газы, растворенные в соленых и пресных озерах и прудах (O_2 , N_2 , Ar, CO_2), в реках (O_2 , H_2), в метеорных осадках, в горячих и холодных источниках (CO_2 , H_2S , He, C_nH_{2n+2} , следы O_2 , Ar, Kr, Xe).

Наброски классификации газов, сделанные В.И. Вернадским, имеют не только историческое значение. Они дали толчок для разработки более совершенных классификаций, учитывающих полигенность газов и возможности образования неодинаковых по составу ассоциаций в различных сферах Земли. Наиболее удачной и на тот период совершенной была схема классификации природных газов В.В. Белоусова (1937). В этой классификации выделены типы газов по их генезису — биохимическому, воздушному, химическому, радиоактивному — и показан индивидуальный состав всех компонентов для каждого типа газовых смесей.

Классификация газов В.В. Белоусова была усовершенствована А.Л. Козловым (1950). Он, в отличие от В.В. Белоусова, объединил различные типы газов в две группы, важные с точки зрения нефтегазовой геологии: А — группы генетические, образующиеся в земной коре; Б — группы миграционного характера. В группы миграционного характера попали все газы космического происхождения (проникшие из атмосферы в недра) и газы магматические и подкоровых глубин.

Взяв за основу принцип построения классификации газов В.И. Вернадского, В.В. Белоусова и А.Л. Козлова, в 1954 г. М.И. Суббота предложил новую классификацию природных газовых ассоциаций, в которой, в отличие от предшествующих, газы различного происхождения имеют конкретное химическое (процентное) содержание и привязаны к определенным газовым скоплениям.

На основе классификаций В.В. Белоусова, А.Л. Козлова и М.И. Субботы В.В. Соколов (1956) предложил свою классификацию, получившую наибольшее признание, а в 1971 г. опубликовал ее обновленный вариант, составленный с учетом нового материала по составу и распределению газов.

На заре развития газовой промышленности в 1935 г. была принята классификационная схема природных газов, подготовленная А.А. Черепенниковым и В.Г. Хлопиным, опубликованная в книге "Природные газы СССР" (1935). Эта схема имела чисто прикладное значение для использования в полевых условиях при изучении газовых проявлений. Она недолго просуществовала, но способствовала созданию других, более совершенных, прикладных классификаций. Схема А.А. Черепенникова и В.Г. Хлопина предусматривала выделение различных по составу газов в полевых условиях при слабых аналитических средствах того времени и предназначалась как справочник для диагностики газов по результатам химических анализов проб, отобранных из различных источников.

Газы, состоящие из одного компонента (с наибольшими примесями других), встречаются редко. В.А. Соколов выделил три основные группы "чистых" газов: углеводородные (метан + тяжелые углеводородные газы), углекислые и азотные. Смешанные газы, в которых каждый компонент имеет значительное содержание, можно представить в виде индексов. Обозначив углеводородные газы индексом 1, углекислые – 2 и азотные – 3, можно состав газовой ассоциации выразить в виде формулы, ставя в ней газы в порядке убывания их количества.

Н.А. Еременко и В.П. Максимов (1953) предложил рабочую классификацию наиболее распространенных в природе газов. Для этого они воспользовались известным треугольником и выделили десять групп газов в зависимости от состава главных компонентов и их содержаний.

В дополнение к этой общей классификации газов по химическому составу А.А. Карцев (1954) разработал геохимическую классификацию газов газонефтяных залежей. В названиях газов используются нефтетехнологические термины: "сухой" и "жирный". Сухой газ – несжимаемый при понижении температуры и давления (метановый), а жирный – легко сжимаемый, содержащий много паров тяжелых углеводородов (ТУ). По мнению М.И. Субботы, эти термины неудачны, так как сухим или осущенным газом называют УВГ после удаления из них паров воды, а термин "жирный" не имеет никакого отношения ни к газам, ни к жирам.

Химическую классификацию газов при несколько иной их разбивке с учетом концентраций главных компонентов, а в некоторых случаях и гелия, предложил И.В. Высоцкий (1954).

В методическом руководстве по гидрогеологии для оценки перспектив нефтегазоносности М.И. Суббота (1961) впервые

дает следующую классификационную разбивку газов, растворенных в водах (название газовой смеси, как и во всех ранее рассмотренных схемах, дается в порядке убывания количества газовых компонентов): 1) метановый (метан 75–100 %); 2) метано-азотный (метана 50–75 %, азота 25–50 %); 3) метано-углекислый (метана 50–75 %, углекислоты 25–50 %); 4) азотный (азота 75–100 %); 5) азотно-метановый (азота 50–75 %, метана 25–50 %); 6) азотно-углекислый (азота 50–75 %, углекислоты 25–50 %); 7) углекислый (углекислоты 75–100 %); 8) углекисло-метановый (углекислоты 50–75 %, метана 25–50 %); 9) углекисло-азотный (углекислоты 50–75 %, азота 25–50 %); 10) метано-азотно-углекислый и другие комбинации; 11) азотно-кислородный и азотно-углекислый (для вод верхней зоны).

Близкую по интервалам разбивки газовых компонентов классификацию газов, растворенных в пластовых водах, предложил Л.М. Зорькин (1973). Однако в отличие от всех предыдущих в его классификации название типа газа дается не в порядке убывания газовых компонентов, а в порядке их возрастания, т.е. название газа начинается с малых концентраций и заканчивается максимальными, что сохраняет традиции русского языка. Следует отметить, что классификация Л.М. Зорькина пришла на "пик" изучения газовой составляющей подземных вод многих нефтегазоносных районов. Она широко применялась в Предкавказье (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1978; В.М. Сбитнев, 1980, и др.); на Украине (А.Ф. Романюк, 1975–1989); в Сибири (В.В. Нелюбин, Б.П. Ставицкий, 1975–1980); в Туркмении (Я.А. Ходжакулиев, А. Байрамов, 1976–1981).

Интересную классификацию природных горючих газов по их составу предложила В.Е. Нарыжная (1976). Особенность ее заключается в том, что автор значительную роль в ней отводит кислым компонентам (двуокиси углерода и сероводороду). Согласно этой классификации, природные горючие газы подразделяются на углеводородные и смешанные – при наличии в них примесей неуглеводородных компонентов в количестве, превышающем определенный минимум. Однако эта классификация оказалась сложной, поэтому практического применения в сероводородсодержащих районах не нашла.

Авторы обзора Л.М. Зорькин, Е.В. Стадник, М.И. Суббота, Г.А. Юрин (1985) справедливо отмечают, что градации газовых компонентов для определения класса или типа газов различными исследователями выбирались произвольно. Например, в классификациях А.А. Черепенникова и В.Г. Хло-

пина (1935) чисто углеводородными считаются такие, в которых УВГ содержится не менее 90 %, в классификации Н.А. Еременко и С.П. Максимова (1953) – от 80 до 100 % УВГ, а у А.А. Карцева (1954) – от 75 до 100 % метана, у И.В. Высоцкого (1954) от 90 до 100 % УВГ, у М.И. Субботы (1961) 75–100 % УВГ, у В.И. Ермакова (1964) – 65–100 % метана, у Л.М. Зорькина (1973) 75–100 % УВГ, у В.И. Старосельского (1976) – метана и его гомологов 68–99 %. Причем выяснилось, что нет принципиальной разницы в классификациях свободных газов и газов, растворенных в пластовых водах (по химическому составу).

3.2.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ВОДОРАСТВОРЕННЫХ ГАЗОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Предлагаемая нами (В.П. Ильченко, 1992) новая классификация базируется на классификационных основах и принципах М.И. Субботы (1961) и Л.М. Зорькина (1973) (рис. 14, табл. 14).

Гидрогеологические исследования глубоких скважин Прикаспийской впадины показали, что газовая составляющая подземных вод представлена различными компонентами. Газогидрохимические поля представлены углеводородными (метановыми), азотными, сероводородными и углекислыми газами (В.П. Ильченко, 1990).

Так, в пластовых водах подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины на Маткен-Ушмолинской, Арман-Елемесской, Тортойской зонах поднятий развиты углеводородные газы, такие же газы развиты в Калмыцкой зоне поднятий (Карасальская моноклиналь), Жаркамысском и Енбекском сводах. На Астраханском поднятии в составе водорасторенного газа преобладает сероводород. А в глубокозалегающих отложениях Каракульско-Смушковской зоны поднятий газовая составляющая вод представлена большим количеством углекислого газа. На северо-западе Прикаспия в составе водорасторенных газов существенна доля азота.

Водорасторенные газы различного химического состава развиты по всей Прикаспийской впадине. В табл. 14 приводятся представительные анализы водорасторенных газов различных газогидрохимических зон. Все точки нанесены на график, осьми которого служат концентрации метана, азота, сероводорода и углекислого газа в водах (см. рис. 14). Анализ показал, что в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины можно выделить четыре класса водорасторенных газов: 1) углеводородный (метановый); 2) азотный; 3) сероводо-

Таблица 14

**Классификация водорастворенных газов
Прикаспийской впадины по их химическому составу**

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов	Индекс
Углеводородный (метановый)	Метановый	$\text{CH}_4 > 75$	M
	Метаново-азотно-сероводородный	$\text{CH}_4 > 50, \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{CO}_2$	MAC
	Метаново-азотно-углекислый	$\text{CH}_4 > 50, \text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S}$	МАУ
	Метаново-сероводородно-азотный	$\text{CH}_4 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{N}_2 > \text{CO}_2$	MCA
	Метаново-сероводородно-углекислый	$\text{CH}_4 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{CO}_2 > \text{N}_2$	MCU
	Метаново-углекисло-азотный	$\text{CH}_4 > 50, \text{CO}_2 > \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S}$	MYA
	Метаново-углекисло-сероводородный	$\text{CH}_4 > 50, \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{N}_2$	MYC
Азотный	Азотный	$\text{N}_2 > 75$	A
	Азотно-метаново-сероводородный	$\text{N}_2 > 50, \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} > \text{CO}_2$	AMC
	Азотно-метаново-углекислый	$\text{N}_2 > 50, \text{CH}_4 > \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S}$	AMY
	Азотно-сероводородно-метановый	$\text{N}_2 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4 > \text{CO}_2$	ACM
	Азотно-сероводородно-углекислый	$\text{N}_2 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{CO}_2 > \text{CH}_4$	ACY
	Азотно-углекислометановый	$\text{N}_2 > 50, \text{CO}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S}$	AUM
	Азотно-углекислосероводородный	$\text{N}_2 > 50, \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4$	AUC
Сероводородный	Сероводородный	$\text{H}_2\text{S} > 75$	C
	Сероводородно-метаново-азотный	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{CH}_4 > \text{N}_2 > \text{CO}_2$	CMA
	Сероводородно-метаново-углекислый	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{CH}_4 > \text{CO}_2 > \text{N}_2$	CMU
	Сероводородно-азотно-метановый	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{CO}_2$	CAM
	Сероводородно-азотно-углекислый	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{CH}_4$	CAY
	Сероводородно-углекислометановый	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{CO}_2 > \text{CH}_4 > \text{N}_2$	CUM
	Сероводородно-углекислосероводородный	$\text{H}_2\text{S} > 50, \text{CO}_2 > \text{N}_2 > \text{CH}_4$	CYA

Продолжение табл. 14

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов	Индекс
Углекислый	Углекислый	$\text{CO}_2 > 75$	У
	Углекисло-метаново-азотный	$\text{CO}_2 > 50, \text{CH}_4 > \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S}$	УМА
	Углекисло-метаново-серо-водородный	$\text{CO}_2 > 50, \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} > \text{N}_2$	УМС
	Углекисло-азотно-метановый	$\text{CO}_2 > 50, \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S}$	УАМ
	Углекисло-азотно-сероводородный	$\text{CO}_2 > 50, \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4$	УАС
	Углекисло-сероводородно-метановый	$\text{CO}_2 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{CH}_4 > \text{N}_2$	УСМ
	Углекисло-сероводородно-азотный	$\text{CO}_2 > 50, \text{H}_2\text{S} > \text{N}_2 > \text{CH}_4$	УСА

родный; 4) углекислый. Тип газа предлагается определять по первым трем ингредиентам (газовым составляющим), так как практика многочисленных гидрогеологических исследований в Предкавказье и Прикаспийской впадине показала, что именно три первых составляющих являются преобладающими в составе газовой смеси (А.С. Панченко, Б.П. Акулинчев, В.П. Ильченко, О.И. Серебряков, Ю.Г. Гирин, А.А. Темиров и др.). Следует особо подчеркнуть, что при определении типа газа название газовой смеси предлагается давать в порядке убывания количества газовых компонентов.

Такой подход, на наш взгляд, больше отражает классификационные принципы, традиционно установившиеся в нефтегазогеологической науке. Что касается градации газовых компонентов, то класс следует определять по преобладающему компоненту газовой смеси, а тип — по аналогии с подходами М.И. Субботы (1961) и Л.М. Зорькина (1973).

Смешанные газы, в которых каждый компонент имеет значительное содержание, можно представить в виде индексов. Иными словами, состав газовой ассоциации можно выразить в виде формулы, ставя в ней газы в порядке убывания. Например, если формула имеет вид МСУ, то класс газа углеводородный (метановый), а тип его — метаново-сероводородно-углекислый.

В итоговом виде классификация водорастворенных газов Прикаспийской впадины будет выглядеть следующим образом (табл. 15)

Состав водорастворенных газов подсолевых

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал перфорации, м	Глубина отбора, м	Газосодержание, см ³ /л	Содержание	
					C ₁	C ₂
Царынская, 10	P ₁	3564–3580		Нет св.	87,41	0,97
Халганская, 8	P ₁	2287–2289		1265	Сум. УВ	
Кануковская, 101	P ₁	2747–2758	2700	703	84,78	3,88
Кануковская, 101	P ₁	2752–2745		1367	76,21	7,52
Кануковская, 101	P ₁	2752–2744	2738	1720	79,25	3,97
Чкаловская, 1	P ₁	4660–4673		4500	83,09	4,90
Чкаловская, 1	P ₁	4600–4638	4600	3700	78,03	3,72
Каракульская, 1	C ₁	4158–4268		Нет св.	Сум. УВ	
Сухотинская, 1	P ₁	2584–2596		То же	59,48	5,93
Сухотинская, 2	P ₁	3732–3770		"	64,60	3,62
Смушковская, 3	C ₂	2878–2834		"	83,15	1,91
Смушковская, 3	C ₂	2950–3016		"	82,09	5,66
Ашунская, 1	C	3013–3620		"	30,96	0,48
Ашунская, 1	C	3013–3300	3100	5240	9,4	0,05
Ашунская, 2	C	3720–3741		3900	4,86	0,04
Южно-Астраханская, 10	C ₂	4448–4423		2680	95,42	0,39
Южно-Плодовитинская, 3	C ₂	4920–4890	4800	1526	93,08	0,58
Южно-Плодовитинская, 3	C ₂	4500–4480	4100	2300	87,09	0,75
Южно-Плодовитинская, 1	C ₂	4419–4432	Устье	(Св. газ)	79,46	6,02
Краснохудукская, 1	C ₁	4364–4324	4360	16760	28,84	4,1
Краснохудукская, 1	C ₁	3590–3630	3590	16638	13,67	0,01
Южно-Плодовитинская, 4	P ₁ kg	4200	Устье	Не опр.	12,39	0,72
Южно-Плодовитинская, 4	P ₁ kg	4200	"	То же	7,06	0,32
Биикжал, СГ-2	C ₁₋₂	5742–5712		Нет св.	86,55	2,2
Биикжал, СГ-2	C ₁₋₂	5742–5712			77,5	2,6
Биикжал, СГ-2	C ₁₋₂	5742–5712			79,4	2,5
Биикжал, СГ-2	C ₁₋₂	5742–5712			75,6	2,71
Южное, 1	C ₁₋₂	5370–5386			95,51	2,31
Южное, 1	C ₁₊	5229–5250			87,48	7,3
Южное, 1	P ₁	3744–3559			91,19	3,45
Южное, 1	P ₁	3788–3846			60,05	1,72
Южное, 1	P ₁	3674–3677			86,8	—
Каратон, 1	C ₁	4415–4533			Сум. УВ	
Каратон, 1	C ₁	4716–4723			Сум. УВ	
Каратон, 1	C ₁				Сум. УВ	
Каратон, 4	C	4137	4137		48,02	1,62

Таблица 15

отложений Прикаспийской впадины

компонентов, % (молярная доля)									$K_{\Gamma} = \frac{p_{\text{нac}}}{p_{\text{ПЛ}}}$
C ₃	C ₄	C ₅₊₈	N ₂	H ₂ S	CO ₂	H ₂	Ar	He	
0,14 = 60,3	0,04	—	9,85 37,8		1,59 0,8		—	Нет св. To же	Не опр. To же
0,61	0,16	0,05	8,51		0,51	1,05	—	0,45 0,17	0,53 0,68
2,67	1,23	0,94	7,81		2,52			0,25	Не опр.
1,51	0,69	1,17	8,71		2,78	1,67		He опр.	To же
2,13	1,02	—	8,24		0,62			—	0,84
1,83 = 35,3	0,97	0,62	6,96 2,29		1,28	6,59		He опр. To же	He опр. To же
3,92	1,36	0,38	26,33		2,49			“	“
1,68	0,51	0,22	26,39		0,47			“	“
0,19	0,04	Следы	13,83		1,88			“	“
0,25	0,11	“	7,69		4,2			“	“
—	—	—	3,17		62,91			0,16	“
—	—	—	1,09		83,10	6,36		He опр.	0,6
—	—	—	0,84		90,77			0,1	0,43
0,13	0,39	0,13	1,58		1,08			1,01	0,48
0,02	—	—	3,48		0,64	2,11		0,09	0,59
0,03	0,01	—	6,43		4,52	1,08		0,09	1,0
5,18	2,98	1,55	3,49	0,0125	1,01	—		0,03	
0,19	0,81	“	10,66	—	54,21	0,28	—	0,91	1,0
0,01	0,01	0,01	2,08	—	83,95	0,16	—	0,1	0,87
0,21	—	—	1,71	2,98	81,26	0,01	—	—	Не опр.
0,17	0,06	—	17,99	—	68,79	5,53	—	0,08	Не опр.
0,82	0,23	He опр.	3,0	—	—	7,13			
0,58	0,2	To же	4,5	Сум. кис. = 1,8		12,74			
0,52	0,08	“	5,2	Сум. кис. = 0,6		11,59			
0,59	0,08	“	3,7	Сум. кис. = 0,4		16,74			
0,58	0,34	0,03	1,23	Следы					
3,58	1,43	0,21	Нет св.	— —		He опр.			
0,86	0,28	Нет св.	4,22	Нет св.		Нет св.			
24,12	0,06	—	—	Нет св. 14,05	—	Нет св.			
5,7	—	—	Нет св.	Сум. кис. = 0,63	—	—	—	—	
= 85,83			11,45	Нет св.	2,72				
= 68			15	To же					
= 76,84			3,49	Сум. кис. = 19,5					
0,09			0,72	32 13,54					

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал перфорации, м	Глубина отбора, м	Газосодержание, см ³ /л	Содержание	
					C ₁	C ₂
Тортай, 14	C ₃	2886–2892			72,88	4,88
Тортай, 16	C ₁	2961	2961		98,15	1,53
Тортай, I-II	P ₁	2951–3054			83,24	5,42
Пустынная, 10	P ₁	3658	3658		66,19	5,02
Аккудук, 2	C ₁	3600–3626	3500	3500	87,42	2,56
Саздобе		4680–4696			87,5	5,5
Южная, III						
Саздобе	C ₂	4365–4320	4270	3100	73,1	0,87
Южная, III						
Имашевская, 4	4	4012–4044			70,99	2,89
Кордаун	1152	4186–4197	4100		26,16	2,15
Аккудук, 19	C	4984–4994				
Аккудук, 1	C	4894–4910	Устье	Не опр.	63,2	2,6
Бактыгарын, 3	C ₁₊₂	4821–4840	4500	2990	80,98	1,29
Бактыгарын, 3	C ₁₊₂	4737–4756	4600	2300	71,06	1,75
Алибекмола, 8	C ₁	3550–3562	3500	1910	76,13	2,47
Алибекмола, 4	C	2172–2178	2150	1200	67,58	1,25
Алибекмола, 16	C ₁₊₂	3584–3612	3500	2500	83,87	3,72
Алибек, 12	C	2143–2123	2100		70,38	1,38
Кожасай, 92	C ₁	3583–3600	3120		84,37	5,12
Кожасай, 2	C ₁	3558–3575	3500		79,65	4,83
Урихтау, 2	C ₁₊₂	3037–3060	3017	3125	62,73	2,73
Урихтау, 2	C ₁₊₂	3886–3875			73,7	ТУ
Жанажол, 14	C ₂₊₃	2868–2882	2850	3090	48,0	1,09
Жанажол, 36	C ₂₊₃	3963–3969	3900		73,69	2,37
Жанажол, 45	C ₁₊₂	4055–4063	4023		72,53	1,85
Курсай, 4	C ₁	4390–4410	4380		83,7	3,2
Ташир, 221	C	4525–4544	4500		88,89	6,24
Аккум, 2	C ₁₊₂	4830–4881	4800		84,28	2,77
Лактыбай, 16	C ₁	4257–4277	3500		76,22	4,69
Кенкияк, Г-93	C	4149		1750	67,23	15,29
Кенкияк, П-89	C	4545–4563			82,7	
Кенкияк, 110	C	4464–4456			78,31	6,62
Восточный					88,09	2,13
Тортколь, 2	C ₂	3117–3090				
Бозоба, 4	P ₁	4165–4134		2500	50,85	10,83
Синельниковская, 5	P ₁	3632–3648	3600		76,71	5,96
Синельниковская, 5	P ₁	3701–3710	3700		56,46	12,93
Жанажол, 26	C ₂	2860–2865	2840		77,52	4,6
Жанажол, 34	C ₂	3667–3679	3600		81,22	3,47
Жанажол, 34	C ₂	3945–3908	3800		70,59	3,45
Жанажол, 56	C ₂	3887–3915	3850		73,41	4,43
Жанажол, 9	C ₂	3307–3316	3280		88,76	4,84

Продолжение табл. 15

Компонентов, % (молярная доля)									$K_f = \frac{p_{\text{рас}}}{p_{\text{пл}}}$
C_3	C_4	C_{5+8}	N_2	H_2S	CO_2	H_2	Ar	He	
5,25	1,04	—	15,85	—	—	Нет сб.	—	—	
0,32						—			
3,3	3,32	2,49	2,2	0	0	0,02	0,01	0,01	
3,83	2,94	1,83	1,46	0,22	0,22	—	—	—	
2,51	1,81	0,81	3,48		1,25	0,07		0,06>>1	
2,1	1,2	0,5	3,2		Следы				
0,13	0,06	Следы	6,41	Нет сб.	9,59	9,81	—	0,03>>1	
1,07	0,58	0,04	1,1	13,06	10,07	0,18	—	0,02	
1,14	Отс.	Отс.	20,12	17,09	16,59	Воздух = 12,63; $O_2 = 4,12$			
Состав растворенного газа не определялся									
0,58	2,48	0,1	28,01		2,2	0,02		0,11	
0,26	0,06		14,25		1,01	2,0		0,15	0,65
0,15	0,1		25,84		0,12	0,89		0,09	0,50
0,48	0,1		15,52		3,93	1,22		0,15	0,74
0,08	0,02		27,05		3,71	0,17		0,14	0,7
1,99	1,19	1,15	2,35	0,71	0,88	3,82		0,11	
0,28	0,02		17,44		0,77	9,66		0,07	
2,68	1,28	0,6	2,03		1,43	2,46		0,03	
3,0	1,18		11,34						
0,96	$C_{4+b} = 1,3$		3,82	19,56	8,46	0,41			
3,7			10,0		12,2				
0,2	$C_{4+b} = 0,6$		4,58	34,35	11,72			0,7	
0,98	$C_{4+b} = 0,34$		10,07	0,29	12,26			0,3	
0,61	$C_{4+b} = 1,87$		12,04	0,3	8,75	2,06		0,25	
1,07	0,53	0,23	9,82		1,45				
3,05	1,19	0,39	0,08	0,12	0,04			0,8	
0,99	0,43	0,4	5,01	0,97	3,74	1,3		0,11	
5,81	3,21	1,27	7,46		0,32	0,83		0,19	1
0,21	5,14			3,15	0,76				
3,8	9,7		1,8		2,0				
3,3	1,53		10,24						
1,76			8,0					0,008	
17,39	14,9		6,02						
4,87	2,15		10,31						
12,29	5,37		9,68	3,27				0,01	
2,5	1,36		14,26						
1,76	0,64		12,52						
2,48			23,48						
2,22	1,22		18,72						
Следы									
6,4									

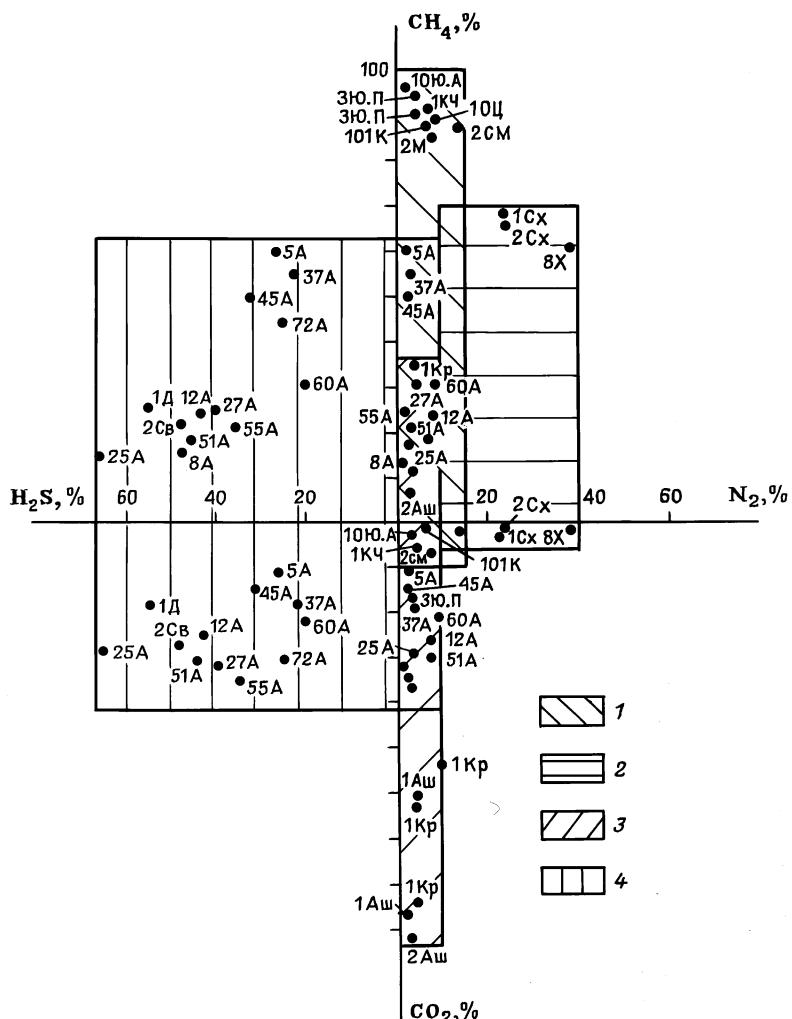


Рис. 14. Классификация водорастворенных газов подсолевых отложений юго-западной части Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1990 г.).
 Классы: 1 — углеводородный (метановый), 2 — азотный, 3 — углекислый, 4 — сероводородный; цифры у точек — номера скважин (см. рис. 8)

•По нашему мнению, предлагаемая классификация проста и доступна в практическом применении. Строго говоря, эта модель — усовершенствованная схема классификации природных горючих газов М.И. Субботы (1961) и Л.М. Зорькина (1973).

3.2.3. ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Региональная газогидрогеохимическая зональность нефте-газоносных бассейнов – это закономерное изменение по площади и разрезу продуктивных комплексов газонасыщенности подземных вод и компонентного состава растворенных газов, что, в свою очередь, является следствием взаимодействия целого ряда факторов – литологических, геологогеохимических, гидрологических, термобарических и др. Расположенные в той или иной зоне (геохимическом поле) залежи углеводородов влияют на газовую составляющую пластовых вод, образуя газогидрогеохимические аномалии. Параметры водорасторовенных газов в пределах этих аномалий имеют специфические характеристики и особенности в каждой из этих зон. Этой проблеме посвящены работы многих исследователей (В.П. Савченко, В.Н. Корценштейн, М.И. Суббота, Л.М. Зорькин, Е.В. Стадник, А.С. Зингер, А.С. Панченко, А.И. Чистовский, В.Г. Козлов, В.П. Ильченко и др.). Следовательно, комплекс газогидрогеохимических показателей нефтегазоносности локальных структур будет специфическим в различных зонах. Все это предопределяет детальное изучение газовой составляющей вод глубокозалегающих отложений и в Прикаспийской впадине.

Здесь следует отметить, что глубинные гидрологические опробования водоносных комплексов зачастую оставляют желать лучшего, отсюда недополучается, теряется ценная первичная информация о расположении скважин. Несмотря на большое количество пробуренных скважин в Прикаспийской впадине, достоверных представительных данных подсолевого гидрологического этажа сравнительно мало. Представительная газогидрогеохимическая информация приведена в табл. 16.

В подсолевых отложениях Прикаспийской впадины по водорасторенным газам (рис. 15) выделяются четыре газогидрогеохимических поля (зоны): поле развития углеводородных (метановых) газов; поле развития азотных газов; поле развития сероводородных газов и поле развития углекислых газов (В.П. Ильченко, 1990).

1. Поле развития преимущественно углеводородных газов развито на Карасальской моноклинали, Сарпинском прогибе, Сухотинскому валу, Маткен-Ушмолинской, Арман-Елемесской, Тортайской, Южно-Эмбенской, Илекской областях поднятий, на Жаркамысском, Кзылджарском, Енбенском

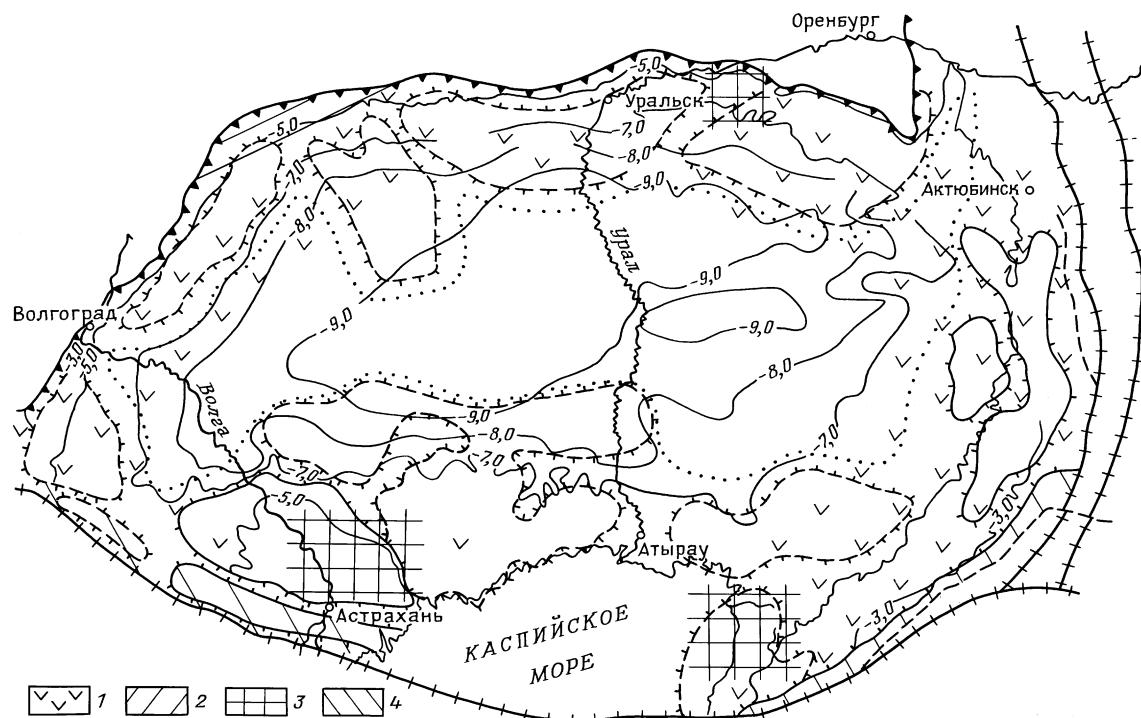


Рис. 15. Газогидрогеохимические поля в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1992).

Поля развития газов: 1 – углеводородных, 2 – азотных, 3 – сероводородсодержащих, 4 – углекислых

сводах. Прогнозируется развитие углеводородных газов на Биикжальском своде, Ахтубинско-Паллассовской, Питерско-Новоузенской зонах поднятий, междуречье Волги и Урала.

2. Поле развития азотных газов развито локально в северо-западной части Прикаспийской синеклизы и прилегающей территории Уметовско-Линевской депрессии.

3. Поле развития сероводородсодержащих газов, приурочено к Астраханскому своду и Каратон-Тенгизской зоне поднятий.

4. Поле развития углекислых газов приурочено к области сочленения Каракульского вала с валом Карпинского, а также, видимо, к сочленению Южно-Эмбенско-Торткольской зоны с Скифской плитой.

3.2.3.1. ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ

Оно самое обширное и занимает большую часть территории Прикаспийской впадины. Здесь в водоносных комплексах подсолевых отложений развиты метановые газы, на долю углеводородов приходится до 70–95 %, сумма тяжелых углеводородов составляет 5–10 %, содержание азота чаще до 5 %, углекислого газа 1–3 %, и, что важно, отсутствует сероводород. Повышенные концентрации гелия подчеркивают застойный характер гидрогеологической обстановки. В качестве примера приводится газогидрогеохимическая обстановка подсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины (рис. 16).

Фоновая газонасыщенность вод не превышает 1500–2000 см³/л. На этом фоне наиболее отчетливо проявляются газогидрогеохимические аномалии на площадях Аккудуң, Акжар, Бактыгарын, Алибекмола и др. По контрастности аномалии бывают различными. Опыт работ в Предкавказье позволил выделить четыре типа аномалий; выделение базируется на газонасыщенности, коэффициенте газонасыщенности и отношении углеводородов к азоту (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1978).

Сопоставление названных параметров и отношений содержания УВ и азота свидетельствует об их информативности (табл. 16), причем наиболее показателен коэффициент газонасыщенности. В приkontурных скважинах залежей углеводородов $K_r = 0,8 - 1$. Поскольку этот показатель учитывает и количество, и состав растворенных газов, то остальные параметры следует рассматривать как вспомогательные. По контрастности (отношению аномальных значений газогидрогеохими-

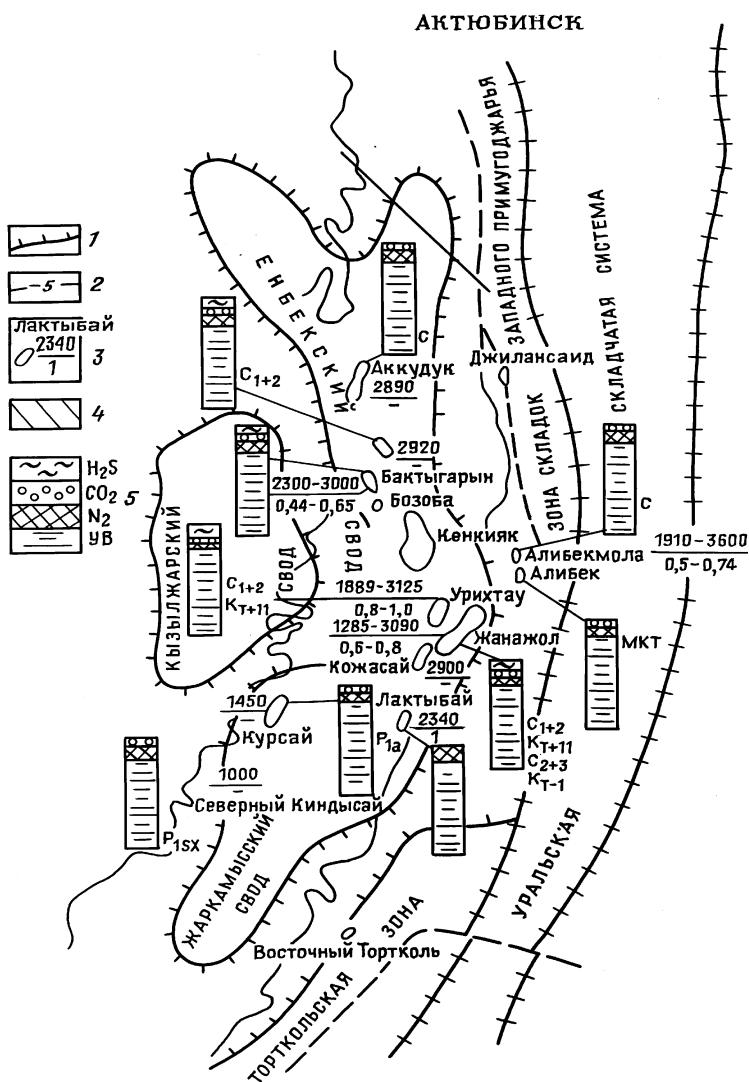


Рис. 16. Газогидрогеологическая обстановка в подсолевых отложениях восточной части Прикаспийской впадины (составили В.П. Ильченко, А.А. Темиров, 1991):

1 - тектонические элементы; 2 - изогипсы поверхности подсолевых отложений; 3 - разведочная площадь, ее название: в числителе - газонасыщенность вод ($\text{см}^3/\text{л}$), в знаменателе - коэффициент газонасыщенности ($p_{\text{газ}}/p_{\text{пл}}$); 4 - зона развития углеводородных газов; 5 - газовый состав

Характеристика газогидрохимических аномалий разных типов

Фоновая характеристика газогидрохимических зон	Типы аномалий	K_r ($p_{\text{нac}}/p_{\text{нн}}$)	Контрастность по K_r	UV/N_2	Контрастность по UV/N_2	$\Gamma, \text{ см}^3/\lambda$	Контрастность по Γ
$\Gamma = 1500 \text{ см}^3/\lambda$	I	0,8 – 1	> 2	> 30	>	2000–4000	> 2
$K = 0,3–0,4$	II	0,8 – 1	> 2	14–30	<	2000–4000	> 2
$UV/N_2 = 14–10$	III	0,4 – 0,8	< 2	> 14	<	> 1500	< 2
	IV	0,4 – 0,8	< 2	Фоновые значения (< 14)		> 1500	< 2

ческих параметров к фоновым в пределах газогидрохимической зоны), как это сказано выше, выделяются аномалии четырех типов. Аномалии первого типа наиболее контрастные и фиксируются в приконтурных скважинах залежей УВ. По предложенной нами классификации: класс газа – углеводородный (метановый); тип газа – преимущественно метаново-азотно-углекислый (МАУ).

3.2.3.2. ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ АЗОТНЫХ ГАЗОВ

На отдельных участках внутри соленосных отложений Прикаспийской впадины зафиксированы проявления сингенетичного азотного газа. В частности, об этом свидетельствуют единичные гидрогеологические исследования на Южно-Пловдовитинской площади в юго-западной части Прикаспия, где в составе водорасторенного газа рапоносного горизонта на долю азота приходится до 50 %. По данным Л.Д. Тальновой и Г.С. Долговой (1988), зона азотных газов (более 90 %) зафиксирована на северо-западе Прикаспийской территории в водах Чаплыгинской, Мичуринской и Ржаксинской площадей. Согласно классификации: класс газа – азотный, тип газа – азотно-метаново-углекислый (АМУ).

3.2.3.3. ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ СЕРОВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВ

Зона развития сероводородсодержащих газов приурочена к Астраханскому своду. В составе водорасторенных газов существенна доля кислых компонентов. Содержание сероводорода изменяется от 20 до 55 %, углекислого газа от 15 до 84 %, на долю метана приходится до 54 % (чаще 20–30 %),

азота – от 0,4 до 5 % (см. табл. 15). Распределение газовых компонентов в пластовом газе обуславливает характер распределения их в подошвенных водах (О.И. Серебряков, 1988), вследствие чего в изменении концентрации водорастворенных газов по площади прослеживаются закономерности, отмеченные для пластового газа залежи.

В подсолевых отложениях газы с высоким содержанием кислых компонентов зафиксированы и на востоке Астраханского свода (пл. Имашевская, Кордуан). В юго-западной же части на площади Южно-Астраханская сероводород в газе не обнаружен.

По данным гидрогеологических исследований скв. П-52 Кордуан (интервал 4186–4197 м) А.А. Темировым (1992) проведены расчеты упругости водорастворенных газов для содержаний кислых компонентов 40, 45 и 50 % и соответственно содержаний метана 55, 50 и 45 %. Анализ показал, что при содержании метана 45 %, а кислых компонентов 50 % (при пластовой температуре 108 °С, давлении 62,2 МПа, минерализации воды 132 г/л) упругость водорастворенных газов близка к предельной, коэффициент насыщения равен 0,98.

В Каратон-Тенгизской зоне поднятий первые газопроявления из известняков башкирского яруса и нижнего карбона получены в скв. 10 Пустынной площади при бурении интервала 3639–3658 м и забое 3762 м. В 1976 г. в скв. 22 на глубине 3945 м произошел выброс газа метанового состава (CH_4 – 81,34 %) со значительным содержанием сероводорода. Первый промышленный приток газа и нефти получен в 1978 г. из скв. 13 Тажигали. Здесь продуктивными являются кавернозные органогенные известняки краснополянского и башкирского ярусов, вскрытые в интервале 3790–3819 м. Газ преимущественно метановый (67,41 %), содержание C_2H_6 равно 7,19 %, C_3H_8 – 3,59 %, C_4H_{10} – 0,68 %, $\text{C}_5\text{H}_{12+\text{высшие}}$ – 1,22 %, H_2S – 11,61 %, CO_2 – 4,98 %, N_2 – 1,89 %. Содержание сероводорода достигает 11 614 г на 100 м³ газа. Нефть тяжелая, плотностью 0,886 г/см³, высокосмолистая, парафинистая и малосернистая с содержанием сернокислых смол 19 %, парафина 7,3 %, серы 1,25 %.

Данных о водорастворенных газах глубокозалегающих отложений Каратон-Тенгизской зоны недостаточно. В то же время имеющиеся сведения по компонентному составу позволяют прогнозировать развитие здесь сероводородсодержащих газов. Содержание кислых компонентов до 5 % зафиксировано в скв. 1 Южная. На площади Каратон (скв. 4)

содержание сероводорода в водорастворенном газе составило 32 %, а углекислого газа – 13,5 %.

Ниже приводятся некоторые сведения (подсчетные параметры) по Тенгизскому месторождению. Плотность нефти 0,7892 г/см³, плотность нефти в пластовых условиях 0,6286 г/см³, давление насыщения при пластовой температуре 25,5 МПа, а газосодержание – 487 м³/т. Состав растворенного в нефти газа, % (молярная доля) принят следующим: CH₄ – 53,15; C₂H₆ – 13,21; C₃H₈ – 7,62; C₄H₁₀ – 4,96; N₂ – 0,97; CO₂ – 3,60; H₂S – 16,49.

Сведения по газовой составляющей пластовых вод Тенгизского и Королевского месторождений отсутствуют, так как еще ни в одной скважине здесь не проводились глубинные гидрогеологические исследования. По аналогии с Астраханским и Тенгизским сероводородсодержащими месторождениями можно предположить, что пластовые воды, подстилающие Тенгизское и Королевское месторождения, будут характеризоваться пониженной (по отношению к региональному фону) минерализацией. Содержание кислых компонентов (сероводород + углекислый газ) в водорастворенных газах будет достигать 50 % и более. Газосодержание вод, подстилающих нефтяные месторождения, составит 5–15 м³/м³.

3.2.3.4. ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ УГЛЕКИСЛЫХ ГАЗОВ

Развито на самом юге описываемой территории. Высокие концентрации углекислого газа в водорастворенном газе установлены в области сочленения разновозрастных платформ (рис. 17). Наиболее интересные сведения получены на Краснохудукской площади (Каракульско-Смушковская зона поднятий), где при испытании пяти объектов в каменноугольных отложениях в составе водорастворенного газа содержание CO₂ составляло 54–89 % (см. рис. 17). На Каракульской площади, расположенной в той же зоне, концентрация диоксида углерода в газе пластовых вод достигала 68 %.

Развитие локальных зон с высокими концентрациями CO₂ прогнозируется и в области сочленения Южно-Эмбенско-Торткольской зоны со Скифской плитой.

На наш взгляд, высокие концентрации CO₂ в водах контролируются их приуроченностью к зоне тектонических нарушений, литологическим составом вмещающих пород, результатом длительного взаимодействия УВ с сульфатами пластовых вод, разрушением (кrekингом) залежей

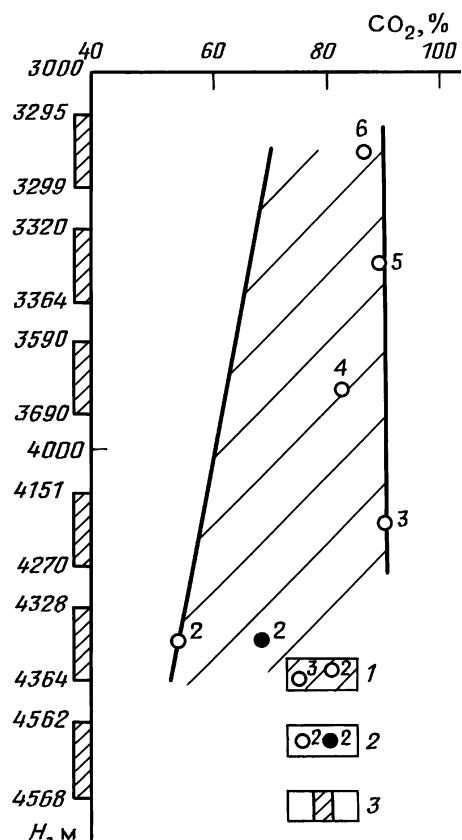


Рис. 17. Зависимость изменения CO_2 в водах скв. 1 Краснохудукская с глубиной (составили В.П. Ильченко, Ю.Г. Гирин, 1989):

1 — зона повышенного содержания CO_2 ; 2 — номер объекта испытания: незаливенный кружок — данные СевКавНИПИгаза, заливший — данные НВНИИГГ; 3 — интервал опробования

углеводородов. Все эти факторы налицо в рассматриваемой части юго-запада Прикаспия.

В разрезе подсолевого гидрологического этажа на долю карбонатных пород приходится около 40–50 %. Известно, что карбонатные породы при контакте с пластовыми водами в жестких термобарических условиях генерируют большое количество углекислоты. Диоксид углерода, насыщая пластовые воды, изменяет тем самым их pH в сторону увеличения щелочности. Часть углекислоты глубинного генезиса, видимо, поступает в подсолевые толщи в составе парогазо-жидкостных смесей по тектоническим нарушениям, особенно в зоне сочленения Русской и Скифской платформ.

Причем, по мнению Г.П. Былинкина (1988), в первичной смеси образовавшихся углеводородных скоплений присутст-

вовало небольшое количество кислых компонентов (6–10 %). Значительное их количество поступило в ловушки по тектоническим разломам в более позднее геологическое время.

На существенную роль двуокиси углерода в механизме миграции углеводородов указывали многие ученые. Глубинную углекислоту можно рассматривать в качестве своеобразного растворителя, извлекающего в той или иной мере рассеянные углеводороды осадочных пород, концентрирующего их совместно с подземными водами, перемещающего эти углеводороды к ловушкам.

В природе довольно редко отмечается резкое повышение концентрации CO_2 в зоне нефтяных и газовых месторождений, что связано с высокой растворимостью двуокиси углерода в пластовых водах. По мнению Л.М. Зорькина (1973), подобные аномалии возможны лишь там, где процессы поступления CO_2 из недр проходили недавно, хотя В.А. Соколов (1971) указывает на многочисленные примеры высоких концентраций CO_2 над нефтяными и газовыми залежами по многим нефтегазоносным бассейнам мира.

Важно отметить, что изотопные исследования В.П. Карпова (1989) указали на очень легкий метан на площадях с высокими концентрациями CO_2 в глубокозалегающих отложениях юго-западных Прикаспия (табл. 17).

í‡· ÍË^‡ 17

Взаимосвязь зрелости органического вещества (R_o) и изотопного состава углерода метана ($\delta_{13}\text{C CH}_4$) в глубокозалегающих отложениях юго-западной части Прикаспия (по В.П. Карпову, 1989)

Площадь, номер скважины	Интервал опробования, м	R_o	$\delta_{13}\text{C CH}_4$
Ашунская, 1	4708–4713	1,63	
Касаткинская, 12	2264–2271	1,2	
То же	1916–1924	0,48	
Краснохудукская, 1	1532–1547	1,08	
То же	1997–2001	1,18	
"	2855–2887	1,24	
"	3269–3274	1,93	
"	3322–3228	1,98	
"	4178–4182	Нет	
Смушковская, 3	1797–1804	0,9	
То же	2954–2959	Нет	
"	3111–3118	1,18	
"	3177–3181	1,16	
"	3571–3577	Нет	
			– 38,5
			– 42,2
			– 49,8

В основу использования изотопии углерода положена зависимость изотопного состава углерода соединений от их генетической природы и протекающих геохимических процессов. Основные положения сводятся к следующему (В.С. Лебедев, 1990).

Установлена зависимость изотопного состава углерода CH_4 от глубины. Как правило, с глубиной в метане увеличивается содержание тяжелого изотопа углерода. Это обусловлено различной генетической природой образования метана на разных уровнях геологического разреза. В верхней части разреза протекают активные процессы бактериального образования метана, углерод которого максимально обогащен легким изотопом. С глубиной бактериальные процессы затухают и активизируются термокаталитические процессы углеводородообразования, при этом образующийся метан обогащается тяжелым изотопом. Это общая закономерность, но наблюдаются вариации, обусловленные конкретными геологическими и геохимическими условиями.

На рис. 18 представлена зависимость $\delta^{13}\text{C}$ CH_4 залежей и проявлений Прикаспийской впадины и ее обрамлений от глубины залегания (изотопные данные приводятся в значениях величины $\delta^{13}\text{C}$ в промилле относительно Международного стандарта РОВ, отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствуют о том, что в данном образце содержание тяжелого изотопа углерода на столько-то промилле ниже, чем в стандарте). Представленная картина отвечает общей закономерности —

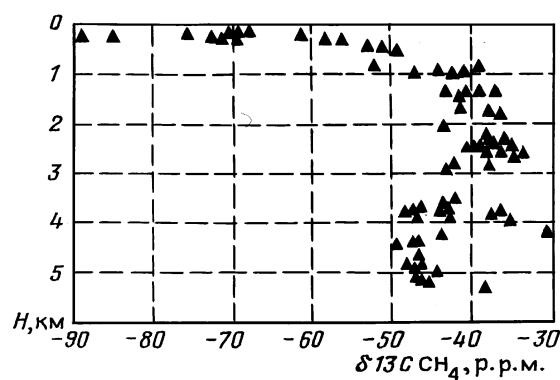


Рис. 18. Зависимость изотопного состава углерода метана от глубины залегания отложений Прикаспийской впадины (по В.С. Лебедеву, 1996)

утяжелению углерода CH_4 с глубиной. Отметим некоторые особенности для Прикаспийской впадины.

На глубинах от 0 до 1000–1500 м присутствует легкоизотопный CH_4 преимущественно микробиального происхождения, причем с увеличением глубины углерод утяжеляется, что можно объяснить уменьшением доли микробиального CH_4 и увеличением доли термокаталитических углеводородов. На глубинах более 1500 м присутствует тяжелоизотопный метан термокаталитического генезиса. Следует отметить, что на глубине более 1500 м в целом величины $\delta^{13}\text{C}$ практически не изменяются.

табл. 18

Изотопный состав углерода метана различных этажей нефтегазоносности Прикаспийской впадины (по В.С. Лебедеву, 1996)

Этажи нефтегазоносности	Изотопный состав углерода метана $\delta^{13}\text{C}$, р.п.м.					
	-40	-50	-60	-70	-80	-90
I	I	I	I	I	I	I
Верхний гидрологический этаж	*****					
Средний, надсолевой гидрологический этаж	*****					
Нижний, подсолевой гидрологический этаж	*****					

В табл. 18 представлена обобщенная картина для Прикаспийской впадины – величины $\delta^{13}\text{C}$ для различных этажей нефтегазоносности. Четко видно различие $\delta^{13}\text{C}$ метана верхнего этажа нефтегазоносности – газовые залежи и проявления преимущественно сингенетичны вмещающим породам и связаны с процессами микробиального газообразования. Значение величин $\delta^{13}\text{C}$ среднего и нижнего этажей перекрываются, что объясняется следующими причинами. Залежи среднего этажа сформировались как за счет сингенетических углеводородов, так и за счет миграции углеводородов из подсолевых отложений. Наибольшие запасы углеводородов связаны с подсолевыми отложениями, где присутствует наиболее изотопно-тяжелый метан.

Следует отметить следующее. Основные залежи углеводородов формируются в подсолевых отложениях, и соленосные отложения являются региональным экраном. На отдельных участках, видимо, углеводороды из подсолевых отложений мигрируют в надсолевые, чем можно объяснить присутствие тяжелоизотопного метана в этих отложениях и широкий ди-

пазон вариаций σ13 δ . В отложения верхнего этажа углеводороды, видимо, практически не проникают из нижних этажей (или проникают в незначительных количествах), и залежи верхнего этажа формируются преимущественно за счет сингенетических углеводородов.

Для выяснения генезиса вод используются также и результаты анализа их изотопного состава.

Результаты определений приводятся в значениях σD и σO¹⁸ в промилле и взяты относительно мирового стандарта SMOW (средней пробы океана). Атомные содержания D и O¹⁸ для этого стандарта равны соответственно 0,0158 и 0,01993 %.

табл. 19

Результаты определения дейтерия и кислорода –18 в водах Прикаспийской впадины и ее обрамления (данные ВСЕГИНГЕО)

Площадь	Номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст, горизонт	σD, %	σO ¹⁸ , %
Мичуринская	1	478–487	Пашийский	–55 ± 3	–6,1 ± 0,3
Нитрон	C-1	1206–1290	Нижне-башкирский	–45 ± 3	–4,1 ± 0,3
Дмитриевская	39	1853–1857	Тульский	–36 ± 3	–1,4 ± 0,3
Карпенская	21	1701–1715	Артинско-сакмарский	–58 ± 3	+1,5 ± 0,3
Карпенская	27	1712–1746	Ассельский	–35 ± 3	0,04 ± 0,03
Ерусланская	4	1527–1568	Подольский	–42 ± 3	–1,0 ± 0,3
Ширяевская	5	4184–4190 4196–4202	Нижне-башкирский	–28 ± 3	+9,0 ± 0,3
Долгожданная	2	4996–4837	C ₁	–8 ± 3	+9,6 ± 0,3

Воды, приближающиеся по содержанию изотопов водорода и кислорода к океаническим, характеризуются седиментогенным генезисом (Ф.А. Алексеев, Р.П. Готтих, 1970). Подземные воды Прикаспийской впадины характеризуются различным изотопным составом (табл. 19). Наименьшие концентрации дейтерия характерны для вод небольших глубин, что подтверждает их инфильтрационный генезис. Воды больших глубин отличаются несколько увеличенным содержанием D.

Но совершенно отдельную группу представляют собой глубокозалегающие воды Астраханского свода. По количеству дейтерия они наиболее близки к морским и океаническим водам, а содержание O^{18} в них даже выше. Сдвиг изотопного состава в них в сторону повышения концентрации O^{18} может происходить вследствие изотопного обмена между кислородом воды и вмещающих ее карбонатных пород (Л.В. Горбушина, В.Е. Ветштейн, 1972). Разделение изотопов кислорода для аналогичных систем было экспериментально доказано Р. Клейтоном в 1961 г. Обогащение морской воды тяжелыми изотопами кислорода может служить свидетельством того, что это воды древние и приурочены к зонам затрудненного водообмена. Таким образом, по результатам изотопного анализа глубокозалегающие подземные воды карбонатного палеозоя Астраханского свода могут быть отнесены к древним погребенным морским водам.

Результаты по Прикаспийской впадине приведены как пример использования изотопных данных для решения вопросов миграции углеводородов и формирования их залежей. Четко прослеживается экранирующая роль соленосных отложений, разделяющих надсолевую и подсолевую гидрогеологические этажи.

Э.М. Галимовым (1973) показано, что от степени зрелости материнского органического вещества должен зависеть изотопный состав углерода образующегося метана. Экспериментально это впервые доказал Я. Шталь (1976). По Я. Штальному, до значений $R_0 = 0,5$ (буроугольная стадия) нет различий в характере зависимости $\delta\text{CH}_4 = f(R_0)$ для морского и континентального материала, что свойственно биохимической стадии преобразования органики. После прохождения этой стадии в CH_4 монотонно растет, с ростом значений R_0 , содержание тяжелого изотопа углерода, причем для метана из гумусового ОВ градиент изменений δCH_4 выше по сравнению с градиентом в метане, образующемся из сапропелового ОВ.

Иными словами, δCH_4 зависит от типа исходной органики и степени ее преобразованности (R_0). В общем случае (тип ОВ один и тот же) в более погруженных отложениях, с большими R_0 , должен образовываться метан более изотопно-тяжелый. Миграционный метан может быть выделен по несоответствию между δCH_4 и R_0 вмещающих отложений при сопоставлении измеренных значений δCH_4 с таковыми по снятым с эталонной кривой для соответствующих значений R_0 .

Фактический материал показывает, что для Касаткинской площади соотношение витринита и изотопного состава углерода метана соответствует изложенной выше схеме.

Что касается Краснохудукской и Смушковской площадей, то такие значения ($-42,2 - 49,8\%$) не могут образоваться из исходной органики $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = f(R_0)$. На природу этого явления есть разные мнения. На наш взгляд, наиболее убедительна точка зрения В.П. Карпова, который генезис изотопно-легкого метана на этих площадях объясняет процессами современного крекинга нефти в залежах.

Таким образом, в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины можно выделить четыре класса водорастворенных газов: 1) углеводородный (метановый); 2) азотный; 3) сероводородный; 4) углекислый. Тип газа предполагается определять по первым трем ингредиентам (газовым составляющим).

В подсолевых отложениях Прикаспийской впадины по водорастворенным газам выделяются четыре газогидрогеохимических поля (зоны): 1) поле развития углеводородных (метановых) газов; 2) поле развития азотных газов; 3) поле развития сероводородных газов и 4) поле развития углекислых газов. Л.А. Анисимов (1994) на примере Прикаспийской впадины обратил внимание на связь состава водорастворенных газов с характером фаций и соответственно типом органического вещества. Проведенное обобщение привело нас к тем же самым выводам. Следует обратить внимание на выделяемое нами поле углекислых газов. Это поле, по сути дела, соответствует зоне метакатагенеза в условиях, когда образование сероводорода невозможно в силу отсутствия сульфатов. Сероводород и диоксид углерода — родственные газы зоны метакатагенеза и отражают приуроченность их разному типу пород. Расположенные в том или ином геохимическом поле залежи углеводородов влияют на газовую составляющую пластовых вод, образуя газогидрохимические аномалии. Параметры водорастворенных газов в пределах этих аномалий имеют специфические характеристики и особенности в каждой из этих зон.

3.3. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Существенный вклад в изучение геотермических особенностей Прикаспийской впадины внесли многие исследователи. Среди них: С.М. Антипов, В.А. Бочкарева, И.Б. Дальян, Б.А. Искужиеев, В.В. Котровский, Г.Н. Молодых, М.А. Мухамеджанов, Н.И. Немцов, М.А. Помарнацкий, В.И. Порядин, Ж.С. Сыдыков и др. Обзор геотермических условий рассматриваемой территории сделан, главным образом, на основе работ этих ученых, а также непосредственных глубинных скважинных исследований СевКавНИГИгаза.

Несмотря на активизацию в последние годы поисково-разведочного процесса, геотермические условия глубокопогруженных частей осадочного чехла Прикаспийской впадины изучены недостаточно и неравномерно.

Связь геотермических условий с литологическим и литофациальным составом пород общеизвестна. Она основана на пропорциональности термоградиента и геотермической ступени тепловому сопротивлению пород, различных по литологическому составу. Наибольшей теплопроводностью и наименьшим удельным сопротивлением обладают галогенные и плотные карбонатные породы – соли, доломиты, известняки. Довольно высока теплопроводность пористых известняков, песчаников, песков, конгломератов и сланцев. По существу почти все эти породы являются вместилищами подземных вод, нефти и газов, т.е. слагают водонефтегазоносные горизонты. Их антиподами служат глины и аргиллиты, которые являются природными "термоизоляторами". Следовательно, в разрезе, сложенном толщами галогенных, карбонатных и песчаных образований, нарастание температуры с глубиной идет медленнее, чем в глинистом.

Соль непосредственно влияет на распределение глубинного теплового потока от фундамента и усложняет температурную характеристику осадочного чехла, поскольку ее избыточная теплопроводность способствует более быстрому прохождению теплового потока через соляные тела, а мощные толщи терригенных пород в межкупольных мульдах, наоборот, являются своеобразным экраном для теплового потока. Поэтому речь идет о распределении максимальных температур в наиболее крупных межсолевых мульдах, где геотемпературный режим кровли подсолевых отложений становится более жестким.

Региональная трансформация температур в осадочном чехле происходит в зависимости от его мощности и литологии. При этом фациальные особенности разреза — увеличение глинистости в направлении к центральным частям синеклизы при возрастающих мощностях — существенно влияют на характер распределения температур (рис. 19). Поскольку с увеличением глинистости разреза растет тепловое сопротивление толщ, то в сторону центральных частей впадины даже при одной и той же мощности увеличиваются плотность теплового потока и значения геотермического градиента. По расчетам В.В. Котовского (1986), значения последнего изменяются от 1 до 2,5 °С/100 м. По-иному изменяются значения геотермических градиентов в юго-западных районах синеклизы, где фиксируются максимальные температуры на всех уровнях осадочного чехла. Близость хорошо прогретых толщ Предкавказья оказывает существенное влияние на геотермический режим осадочного чехла. Особенно это характерно

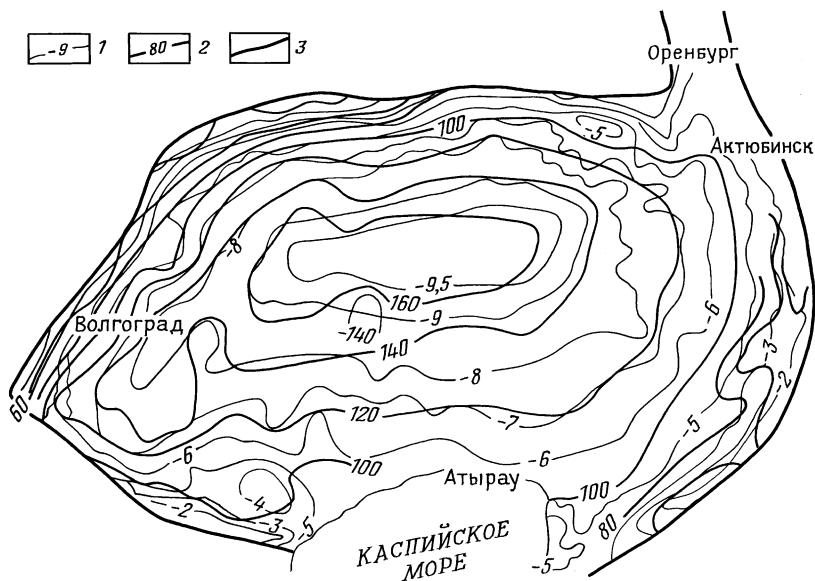


Рис. 19. Карта распределения температур в кровле подсолевых отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины (по В.П. Котовскому, 1986):
1 — изогипсы кровли подсолевых отложений осадочного чехла, км; 2 — геоизотермы кровли подсолевых отложений осадочного чехла, °С; 3 — граница Прикаспийской впадины

для зон внешнего и бортового обрамления впадины. Так, определенные здесь величины геотермических градиентов колеблются от 2 до 4,5 °С/100 м.

Существование повышенного температурного режима в подсолевых отложениях юго-западного Прикаспия обусловлено также значительной глубиной кровли солей при относительно небольшой их мощности, близостью хорошо прогретых пород кристаллического фундамента, преобладанием в разрезе надсолевого гидрогеологического этажа мощных глинистых теплоэкранирующих мезозойских толщ (В.В. Котовский, 1986).

В Астраханско-Калмыцкой газонефтеносной области температуры возрастают по мере погружения подсолевой поверхности от бортовых зон в сторону Сарпинского прогиба. Изотерма 100 °С отмечается на глубине до 4–4,5 км в восточной части Карасальской моноклинали, где по сейсмическим данным прогнозируется крупный подсолевой карбонатный массив – Юстинский свод (В.С. Ульянов и др., 1990), который по размерам, геологической характеристике и возможной нефтегазоносности аналогичен Астраханскому ГКМ. А изотерма 150 °С здесь проходит с запада на восток на глубине от 6,5 до 9 км. На Астраханском своде подошва соли характеризуется температурами 100–120 °С на глубине 3,8–5 км.

В пределах Астраханского газоконденсатного месторождения на глубине около 4 км температуры составляют 100–117 °С. В его восточной части температуры не превышают 100 °С, но западнее, севернее и восточнее вершины свода их значения у кровли подсолевых отложений возрастают до 110–120 °С. К югу от свода, в направлении к Каракульско-Смушковской зоне дислокации, температуры вновь поникаются до 50–75 °С, что связано с воздыманием на юг поверхности докунгурских отложений и выклиниванием соленосной толщи. По разрезам докунгурских отложений температуры резко возрастают, достигая на глубине 4800–5000 м 148 °С. Учитывая глубокое погружение фундамента (до 20–22 км) и замещение гранитного слоя базальтовым, можно предположить, что в Сарпинском прогибе температуры у подошвы соли достигают 160–180 °С.

Вдоль Караганак-Кобландинской зоны поднятий температуры кровли подсолевых отложений варьируют от 50 до 80 °С. В направлении на юг, до Казахского разлома, они увеличиваются до 120–140 °С. В четко выраженной структуре Новоалександровского прогиба температуры закономерно увеличиваются с северо-востока на юго-запад от 60 до 140 °С.

В северо-западной части Прикаспийской впадины геотермическая ступень соленосных отложений колеблется от 100 до 300 м/°C (средние значения 200 м/°C). Она несколько уменьшается к внутренним частям впадины и резко увеличивается (до 400–500 м/°C) для тех районов, где соль выходит на поверхность или находится на небольших глубинах (Г.Н. Молодых, 1988).

Прибрежная зона восточной части Прикаспийской впадины характеризуется пониженными по сравнению со среднепланетарными температурами подсолевых пород. Отдельные соляные массивы, их группы и соляные гряды при большой теплопроводности слагающих их каменной соли и ангидритов выполняют роль природного холодильника для подсолевых отложений. Поэтому в породах, залегающих непосредственно под соляными массивами, температуры на 15–18 °C ниже температур этих же отложений под межкупольными зонами, где они перекрываются терригенными отложениями.

Геотермический режим в пределах купола Караганда изучался И.Б. Дальяном (1972), который отметил температурную аномалию в надсолевых отложениях, фиксируемую уже на глубине 100 м. В соляном теле с глубиной положительная температурная аномалия теряет свою контрастность и на глубине 800–1000 м исчезает совсем. В дальнейшем с глубиной начинает формироваться отрицательная аномалия, контрастность которой увеличивается с глубиной и достигает максимума в кровле подсолевых отложений. В породах, залегающих непосредственно под соляным массивом, температура ниже, чем под межкупольными зонами, где они перекрываются терригенными отложениями. В.В. Котовский (1986) объясняет это температуропонижающим воздействием толщи каменной соли и ангидритов вследствие их высокой теплопроводности по сравнению с вмещающими породами.

Определить глубину охлаждения соляных массивов достаточно трудно. Однако установление факта температуропонижающего воздействия толщи каменной соли и ангидритов на нижележащие породы имеет важное значение при поисках залежей углеводородов в подсолевых отложениях.

Кроме того, некоторое уменьшение температуры в терригенных породах нижнего палеозоя происходит за счет наличия в перекрывающем разрезе карбонатных пород, имеющих более высокий коэффициент теплопроводности: 1,9–2,9 ккал/м·ч·°C.

Песчано-глинистые отложения с коэффициентом температуропроводности 1,59–1,74 ккал/м·ч·°C имеют относительно

высокую теплоемкость и, в отличие от карбонатных толщ, сохраняют в подсолевых породах естественное тепло недр. На площадях, тяготеющих к зонам глубинных разломов в до-камбрейском фундаменте, в подсолевых и надсолевых (верхнепермских) отложениях также наблюдается некоторое увеличение температуры.

В восточной прибрежной зоне Прикаспийской впадины подсолевые терригенно-карбонатные отложения вскрыты скважинами на глубинах от 900 до 6000 м. Геотермическая ступень на площадях Остансук, Алибекмола, Шенгельши, Мортук, Жанажол, Кумсай, Блаксай, Кенкияк, Курсай, Карагюб, Северный Киндысай, Бактыгарын, Кожасай, Урихтау, Аккум и др. варьирует от 74 до 132 м/°C при значениях геотермического градиента 1,0–3,0 °C/100 м. В региональном плане температура подсолевых пород, погружающихся с востока на запад, возрастает (табл. 20).

Основными проводниками глубинного тепла являются породы фундамента, через которые прогреваются вышележащие неоднородные по составу осадочные толщи. Поэтому существующее распределение теплового поля по региону зависит от глубины залегания фундамента, мощности и состава осадочной толщи. Температура в зависимости от глубины залегания фундамента распределяется достаточно четко — контуры геоизотерм по кровле фундамента неизменно повторяют очертания стратоизогипс фундамента.

Известно, что от окраин впадин и прогибов к их центральным частям с увеличением мощности покрова увеличивается и глинистость разреза. Так, в Прикаспийской впадине в направлении с востока, юго-востока и севера в центральные районы глинистость осадочной толщи изменяется соответственно от 20–25, 40–50 и 50–60 до 75–80 %. Поскольку с увеличением глинистости разреза растет их тепловое сопротивление, то в сторону центральной части синеклизы, даже при одной и той же мощности осадочной толщи, закономерно должны увеличиваться плотность теплового потока и, следовательно, значение геотермического градиента.

Существуют различные точки зрения на природу пониженных температур восточной части Прикаспийской синеклизы. Авторы одной из них (А.С. Зингер, И.Б. Дальян, В.Г. Варламов, В.С. Мильничук) считают, что невысокие пластовые температуры здесь в подсолевых отложениях — результат влияния инфильтрационных вод, проникающих в недра со стороны Уральской складчатой системы.

Таблица 20

**Геотермическая характеристика подсолевого гидрогеологического этажа
Прикаспийской впадины (по данным СевКавНИИГаза,
ВолгоградНИПИнефти, НВНИИГГ, КазКНИЛ и производственных
организаций)**

Площадь, номер скважины	Возраст отложений	Глубина замера, м	Температура на глубине замера, °C
Южно-Плодовитинская, 3	Ср. карбон	4800	92
Южно-Плодовитинская, 1	То же	4330	86
Царынская, 10	Н. пермь	3500	75
Кануковская, 101	То же	2725	55
Чкаловская, 1	"	4600	130
Халганская, 8	"	2100	72
Краснохудукская, 1	Н. карбон	4550	135
Краснохудукская, 1	То же	4360	130
Краснохудукская, 1	"	3950	116
Краснохудукская, 1	"	3000	102
Ашунская, 1	Карбон	3100	110
Южно-Астраханская, 10	Ср. карбон	4400	131
Светлошаринская, 2	То же	4080	117
Астраханская, 1	Н. карбон	4580	130
Астраханская, 25	Ср. карбон	4070	109
Ширяевская, 5	То же	4196	109
Ширяевская, 5	"	4202	110
Аккудук, 1	Н. + ср. карбон	4900	82
Аккудук, 19	То же	4983	93
Бактыгарын, 3	"	4600	79
Северный Бактыгарын, 4	Н. карбон	4848	88
Алибекмола, 4	Карбон	2150	42
Алибекмола, 8	Н. карбон	3550	69
Алибекмола, 16	То же	3500	73
Алибек, 9	Ср. карбон	3359	67
Алибек, 10	То же	3520	72
Алибек, 15	"	3425	70
Восточный Акжар, 1	Н. карбон	5060	103
Восточный Акжар, 3	То же	4700	107
Аккум, 2	Н. + ср. карбон	4800	86
Лактыбай, 16	То же	3500	63
Лактыбай, 14	Н. карбон	4018	80
Кожасай, 87	Карбон	3421	77
Кожасай, 94	"	3427	69
Каратюбе, 41	"	5163	100
Курсай, 4	Н. карбон	4380	72
Курсай, 1	Н. пермь	5010	100
Кумсай, 5	Н. карбон	4409	89
Куантай, 4	Ср. + в. карбон	2888	61
Кенкияк, 110	Н. пермь	3703	76
Кенкияк, 119	То же	3946	79

Продолжение табл. 20

Площадь, номер скважины	Возраст отложений	Глубина замера, м	Температура на глубине замера, °C
Кенкияк, 86	Н. пермь	4117	84
Кенкияк, 110	Ср. карбон	4426	93
Северный Киндысай, 2	Н. пермь	4760	84
Жанажол, 45	Н. + ср. карбон	4023	78
Жанажол, 36	То же	3900	79
Урихтау, 2	"	3017	70
Южное, 1	Н. карбон	4512	115
Южное, 2	Н. пермь	3715	79
Южное, 2	Ср. карбон	4777	100
Южное, 2	Н. карбон	5070	135
Южное, 3	Н. пермь	3950	80
Тенгиз, 10	Ср. карбон	5220	100
Тенгиз, 2	Н. пермь	4000	93
Тенгиз, 3	То же	4000	91
Тенгиз, 1	Н. пермь — ср. карбон	4066	105
Тенгиз, 4	То же	4094	105
Тенгиз, 5	"	4097	107
Тенгиз, 9	"	3946	107
Пустынная, 22	Н. пермь	3650	85
Пустынная, 22	Карбон	3944	87
Пустынная, 5	Н. пермь	3620	81
Тажигали, 13	Н. карбон	4000	78
Каратон, Г-1	То же	4382	110
Каратон, Г-1	Ср. карбон	4187	100
Каратон, 1	Н. пермь — кунгур	3984	74
Каратон, 2	Н. пермь	4000	89
Каратон, 3	То же	4000	77
Каратон, 3	В. девон	5000	102
Маткен, 16	Ср. карбон	5185	124
Елемес, 1	Карбон	3945	102
Сазтобе Южная П-1	Ср. карбон	4270	125
Табынай, П-1	Н. пермь	3785	102
Молодежная, 3	То же	2509	78
Южно-Молодежная П-1	Карбон	3713	90
Равнинная, 7	Ср. карбон	3258	93
Равнинная, 2	То же	3544	80
Равнинная, 2	"	3512	67
Равнинная, 3	"	2886	80
Равнинная, 3	"	3286	75
Туресай, 3	Н. карбон	2091	63
Туресай, Г-2	То же	3000	85
Туресай, 3	"	3201	83
Уртатау — Сарыбулак, 9	В. карбон, н. пермь	2869	75
Жанасу, 11	Н. карбон	2000	45

Продолжение табл. 20

Площадь, номер скважины	Возраст отложений	Глубина замера, м	Температура на глубине замера, °C
Жанасу, 11	В. девон	2780	53
Терескен, П-1	То же	4400	104
Шолькора, 3	Н. пермь	3495	97
Шолькора, Г-6	То же	3670	98
Биикжал, СГ-2	Н. карбон	5600	120
Биикжал, СГ-2	Н. пермь	4500	94
Биикжал, СГ-2	Н. карбон	5742	125
Улькентобе (Ю.-З.), П-2	Ср. карбон	5140	70
Ушмола, Г-10	Карбон	4700	99
Кордуан, П-2	Ср. карбон	4320	116
Кордуан, П-52	Карбон	4191	107
Кордуан, П-52	Н. пермь	4000	96
Кордуан, П-52	Ср. карбон	4197	108
Кордуан, П-52	То же	5000	121
Высоковская, 4	"	4050	124
Мынтобе, П-1	Н. пермь	4780	243
Манааш, П-1	То же	5845	110
Тортай, П-1	Карбон	3600	99
Тортай, 2	Ср. карбон	3130	93
Тортай, 3	Ср. +	2720	76
	+ в. карбон		
Тортай, 4	Н. карбон	3283	85
Тортай, 11	Ср. карбон	2915	83
Тортай, 17	В. карбон	2940	84
Суишбек, П-1	Карбон	3856	97

Однако этот вывод не подтверждается выполненными нами детальными гидрогеохимическими и газогидрогеохимическими исследованиями. Во всех гидрогеологических объектах (а это сотни анализов) глубокозалегающих отложений зафиксированы седиментогенные воды, в составе которых содержатся углеводородные газы.

Вывод об инфильтратгенной природе глубокозалегающих вод также не подтверждается новыми геологическими исследованиями. Так, на основании проработки обширного геофизического материала, а также результатов глубокого бурения Г.Ж. Жолтаев (1989) пришел к выводу о сложности строения докунгурских отложений, особенно в восточной части: "На востоке синеклизы в раннем палеозое существовал осадочный барьер рифтового типа, отвечающий началу образования Уральского палеоокеана. В девоне и карбоне он сменился осадочным бассейном иного геодинамического режима на континентальной пассивной окраине. С закрытием Уральского палеоокеана и надвиганием Урало-Тобольского микро-

континента на восточный край Восточно-Европейской платформы в ранней перми резко изменились не только условия осадконакопления, но и тектонический режим. Возник узкий передовой прогиб и ограничивавшие его со стороны континента поднятия, происходила активизация ступенчатых сбросов фундамента, часть которых на востоке была трансформирована во взбросы и надвиги." Таким образом, смена во времени геодинамической обстановки, несомненно, отразилась на геотермической характеристики недр.

В юго-восточной прибрежной зоне впадины в песчано-глинистых отложениях верхнего девона на глубине 4400 м (скв. 11. Терескан) температура составила 104 °С. На Каратонской площади исследовалась геотермическая характеристика интервала осадочного чехла 4500–5000 м, сложенного карбонатными отложениями раннекаменноугольного – позднедевонского возраста. Температура крайних точек диапазона глубин 96–122 °С, геотермический градиент – 1,75 °С/100 м. В сверхглубокой скв. Бийкжал 2 в артинских и каменноугольных отложениях температура в интервале 4980–5600 м составила 97–110 °С при геотермическом градиенте 1,7 °С/100 м.

По мнению Ж.С. Сыдыкова и В.И. Порядина (1977), повышенный тепловой режим подсолевых пород здесь, вероятно, связан с наличием глубинных Южно-Эмбенского и Каратонского разломов, по которым происходит дополнительный подток тепловой энергии.

Вдоль Южно-Эмбенского прогиба температуры возрастают с северо-востока на юго-запад от 49 °С на глубине 2000 м до 85 °С на глубине 3200 м. На северном борту и в западной части Южно-Эмбенского прогиба температуры подсолевой поверхности на отметках 3–5 км достигают 80–100 °С. Но на Тенгизском нефтяном месторождении температуры подошвы соли на глубине около 4 км повышаются до 102–108 °С. Более высокие температуры (110–116 °С) замерены на глубине 4,1–4,3 км в наиболее погруженной части Южно-Эмбенского прогиба, где изотерма 150 °С приурочена к глубине 7,5–8 км, а 200 °С – к 10–11 км.

Расчеты М.К. Калинко, Г.Н. Молодых и др. (1991) показывают, что на Шукатском выступе, где подошва соли располагается на глубине 6–7 км, ее температура достигает 110–120 °С. В юго-восточной части впадины изотерма 100 °С в целом повторяет конфигурацию подсолевой поверхности, образуя резкие воздымания (до 4 км) в пределах Тенгизского и Каратонского высокоамплитудных (до 1000 м и более) подсолевых поднятий и погружения (до 4,8–5 км) в мульдовых зонах.

Зоны развития крупных подсолевых карбонатных массивов на Астраханском своде, Карасальской моноклинали и в Южно-Эмбенском прогибе характеризуются относительно повышенными значениями температур кровли подсолевых отложений. Определенная закономерность в распределении теплового поля отмечается не только в региональном плане, но и на отдельных локальных структурах. Над сводами антиклинальных структур устанавливаются более повышенные, над синклинальными прогибами — пониженные значения плотности теплового потока, термоградиента и высотных отметок геотермических поверхностей. Особенно ярко проявляется различие геотермических параметров на соляных куполах и в межкупольных зонах, где отсутствуют галогенные отложения. Для одной и той же глубины разница температур составляет 3–12 °С.

Согласно геотермическому районированию по данным изменений основных геотермических параметров — пласто-

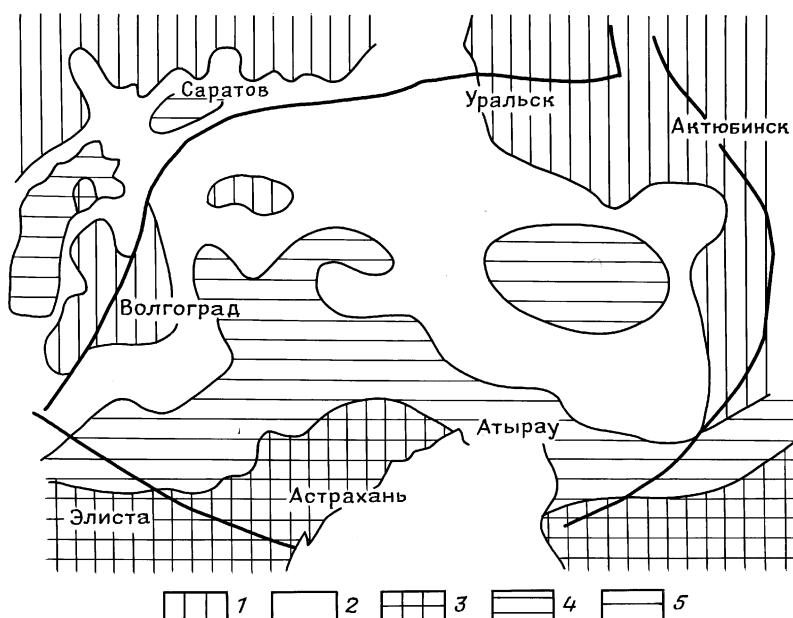


Рис. 20. Схема геотермического районирования территории Прикаспийской впадины (по В.В. Котовскому, 1986, с дополнениями В.П. Ильченко, 1992).
Зоны температур: 1 — низких, 2 — средних, 3 — высоких и максимальных, 4 — повышенных; 5 — граница Прикаспийской впадины

вых температур, термоградиентов и плотности тепловых потоков — с учетом геологических особенностей в пределах Прикаспийской впадины выделяются четыре зоны температур недр: 1) пониженных, 2) средних, 3) высоких, 4) повышенных (рис. 20). Последняя как раз охватывает южную часть Прикаспийской впадины. В этой зоне, как было показано выше, пластовая температура возрастает с глубиной более интенсивно, чем в двух первых зонах, и, следовательно, недра ее наиболее прогреты. Средние значения плотности теплового потока, определенные В.В. Гордиенко и О.В. Завгородней (1985), вдоль южного борта составили $55 \text{ МВт}/\text{м}^2$.

В последние годы Б.А. Искужиевым и В.В. Семеновичем (1989) получены уникальные геотермические сведения по южной части междуречья Волги и Урала. Рассмотрим их детально.

Скв. П-1 Мынгобе проектной глубиной 5200 м пробурена на своде одноименного поднятия по отражающему горизонту П в целях изучения геологического строения глубокопогруженной антиклинальной структуры и выяснения перспектив нефтегазоносности подсолевых палеозойских отложений. Фактически достигнутый забой ее (4793 м) предположительно находится в отложениях филипповского горизонта нижней перми, и подсолевые палеозойские отложения на ожидаемой глубине (4400 м) не вскрыты.

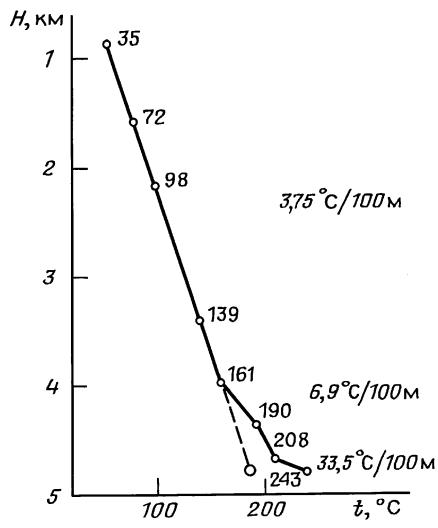


Рис. 21. График изменения температуры по разрезу скважины П-1 Мынгобе.

Пунктиром показано нормальное изменение температуры (по Б.А. Искужиеву, В.В. Семеновичу, 1989)

Замеры температуры, проведенные в скважине сначала электротермометром, а после прекращения бурения максимальным термометром, показали аномальную картину изменения геотермического поля. На глубине 1000–4000 м геотермический градиент постоянный ($3,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), в интервале 3980–3660 м он возрастает до $6,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а на глубине 4780 м температура достигает $243\text{ }^{\circ}\text{C}$ (замер произведен максимальным термометром). Исходя из геотермического градиента, наблюдаемого выше 4000 м, следовало ожидать на забое температуру $185\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. почти на $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже фактически замеренной (рис. 21).

Для сравнения укажем, что в скв. СГ-1 Аралсор на глубине 6500 м температура $160\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. средний геотермический градиент около $2,15\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. По всей вероятности, Мынтобинская скважина попала в термически напряженную зону, что на других площадях междуречья не отмечалось. Динамика роста температуры с глубиной видна из табл. 20. Расхождения между отдельными замерами могут объясняться разностью времени между проработкой скважины и проведением замеров, т.е. степенью прогревости околоскважинного пространства и бурового раствора.

Аномально высокая температура не позволила выполнить намеченный комплекс скважинных исследований. Из-за невозможности дальнейшего углубления в таких условиях (геотермический градиент ниже 3000 м составил более $5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ при модальном его значении на территории России и СНГ $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) бурение скважины остановлено. В то же время полученные результаты, выявляющие геотермические особенности структуры, представляют исключительный интерес для понимания глубинного строения и прогнозирования перспектив нефтегазоносности.

Такие аномально высокие пластовые температуры объясняются наличием в месте заложения скважины крупной и глубокой межсолевой мульды, перекрывающей рифогенный карбонатный массив, который осложнен на крыльях тектоническими нарушениями, идущими от фундамента. В столь жестких геотермических условиях следует ожидать открытие залежей термокаталического метана с высоким содержанием кислых компонентов. По мнению местных геологов, подобные температурные условия могут быть встречены и на других площадях юга Прикаспийской впадины при наличии шовных разломов по фундаменту и глубоких бессолевых мульд, что необходимо учитывать при проведении геологописковых работ.

3.3.1. ПАЛЕОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Среди факторов, контролирующих возникновение, пространственное распределение и сохранность залежей углеводородов в осадочной толще, а также изменение их первоначального облика под воздействием разнообразных геологических процессов, одним из важнейших считается уровень термогенетического преобразования органического вещества. Геотермические условия, главным образом, определяют направленность и течение процессов превращения исходной органики, захороненной в осадках, формирование обстановки первичной миграции углеводородов из нефтегазоматеринских толщ. Принципиальное значение по своему воздействию на породы и заключенные в них УВ и флюиды имеют температуры этапа максимального прогрева осадков. С ними тесно связаны вертикальная и региональная зональности размещения скоплений УВ, а также глубинные границы распространения очагов нефте- и газообразования.

Существуют различные мнения об эволюции геотермического режима. Превалирующей является точка зрения, что по крайней мере с палеозоя геотермический режим не изменился, хотя некоторые авторы полагают, что в палеозое температуры были значительно выше современных. До недавнего времени считалось, что основным источником тепла являются процессы радиоактивного распада элементов, которые и определяют наблюдаемый на земной поверхности тепловой поток. Однако оказалось, что экспериментально установленная прямая зависимость между поверхностной плотностью теплового потока и генерацией тепла от распада радиоактивных элементов наблюдается только в ряде так называемых "тепловых провинций" (по Е.А. Любимовой).

Известно, что одним из ведущих факторов генерации углеводородов из нефтегазоматеринских толщ является палеотемпература (С.Б. Вагин, 1988). Под действием термодинамических факторов, а также тектонической активности протекает процесс катагенеза — изменение пород и заключенных в них ОВ. Происходят направленное изменение минерального состава пород, их уплотнение, коррозия и разрушение обломочных зерен, образование новых минералов в глинистых и песчаных разностях, раскристаллизация коллоидов и аморфных минералов, перекристаллизация аутигенных минералов и их обезвоживание. Катагенетические превращения протекают при температурах от 30—50 до 150—200 °С и давлениях от 10—20 до 150—200 МПа. Глубинный интервал зоны рас-

пространения — от первых сотен метров до 5 км и более. Именно с катагенезом, или, точнее, с мезокатагенезом связанны оптимальные условия нефтеобразования, уплотнения глин, приводящие к эвакуации ОВ, а также появление зон оптимальных коллекторов.

Установлена прямая связь между температурой недр и необратимыми превращениями ОВ, рассеянных в виде включений в осадочных породах. На этом основан прогноз палеотемператур. Из большого разнообразия методов количественного и качественного определения степени превращенности ОВ и пород, а следовательно, и максимальных палеотемператур наиболее надежным признан метод определения показателя отражения витринита. Наиболее полно исследования в этой области знаний изложены в работах П.А. Карпова, И.И. Аммосова, И.П. Гречишникова, В.И. Горшкова, Т.П. Волковой, О.К. Навроцкого, М.А. Мухамеджанова и др.

Первые палеотемпературы, определенные с помощью данного метода по отдельным районам Прикаспийской впадины и обрамляющих ее территории, были опубликованы в 1975 г. П.А. Карповым. По его сведениям, в пределах Волгоградской области разница между палео- и современными температурами на отдельных структурах составляет 42 °С, а на других площадях она весьма значительна — 68–99 и даже 105 °С.

В целом же по Прикаспийской впадине сравнение максимальных палеотемператур, соответствующих степени катагенеза ОВ, с современными пластовыми температурами показало, что последние ниже максимальных палеотемператур на 60–70 °С.

Современные температуры подсолевых пород восточного борта Прикаспийской впадины, видимо, близки к максимальным. По мнению большинства ученых, рассматриваемая территория с конца позднего палеозоя характеризовалась устойчивым, преимущественно компенсированным прогибанием, и мощность ее подсолевых отложений в настоящее время близка к палеомощностям. Может быть внесена только поправка на планетарное охлаждение Земли. Поскольку для палеозойских пород она составляет 0,06 °С на 1 млн. лет (Н.А. Минский, Ю.А. Корчагина, 1970), что суммарно для позднего палеозоя составит 17 °С, то, используя данные по современным температурам (И.Б. Далярн, 1985), мы допускаем лишь небольшую погрешность относительно максимальных палеотемператур.

Наиболее полно палеотермическими исследованиями охарактеризована юго-восточная часть Прикаспийской впадины.

Проведенные здесь исследования по отражающей способности витринита свидетельствуют о значительном росте преобразованности одновозрастных пород и значений палеотемператур в сторону Устюрта. Витринитовая палеотермометрия подсолевых артинских отложений на пл. Каратон с глубины 4 км показала слабую буроугольную степень зрелости органического вещества, соответствующую максимальной палеотемпературе в 90 °С. На Прорвинском валу палеотемпература в 90 °С фиксируется уже в нижних горизонтах юрских отложениях, а южнее, на территории Устюрта, она поднимается еще выше по стратиграфическому разрезу до подошвы нижненемеловых осадков (И.И. Аммосов, 1982).

Вертикальная зональность распределения и фазовое состояние УВ в осадочных бассейнах увязываются с граничными значениями определенных стадий преобразования ОВ и палеотемператур. В пределах Приморской зоны поднятий наиболее высокая степень преобразованности отмечается в артинских образованиях в скв. 38 Тенгиз. Здесь на глубине 4736–4738 м в аргиллитах показатель отражательной способности витринита углистых включений составляет 1,01–1,045, чему соответствует максимальная палеотемпература 155–160 °С – жирная стадия углефикации – мезокатагенез МК₃. Такая же стадия углефикации отмечается на площади Каратон в аргиллитах тульского горизонта на глубине 4713 м. В скв. 29. Тенгиз на глубине 4069 м отражательная способность витринита углистых включений в аргиллитах артинского яруса составляет 0,65, что соответствует максимальной палеотемпературе 135 °С – газовой стадии углефикации – мезокатагенезу МК₂.

По сведениям О.А. Черникова с соавторами (1989), во втором типе разреза в нижнем терригенном комплексе максимальная степень углефикации, соответствующая концу жирной и, возможно, началу коксовой стадий – (МК₃–МК₄), наблюдается в турнейских отложениях на Биикжальской площади на глубине 5280–6008 м и в девонских отложениях площади Мансуалмас. Преобразованность пород, соответствующая газовой и жирной стадиям углефикации (МК₂–МК₃) и максимальной палеотемпературе 125–175 °С, отмечается в нижнем литологическом комплексе в скв. Тортай I-П на глубине 3020–4642 м на Южно-Эмбенском поднятии (на структурах Южно-Эмбенская и Жанасу) и на площади Равнинная в скв. 22 в интервале 3336–4100 м.

Т.П. Волковой (1989) получена детальная количественная характеристика уровня зрелости ОВ подсолевого комплекса

пород южной части Прикаспия, проведена реконструкция палеотемпературного режима и установлены особенности его изменения по площади распространения и разрезу палеозойских отложений. Проведенный анализ палеотермоглубинной зональности подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины показывает, что степень зрелости рассеянного органического вещества и палеотемпературные условия докунгурских нижнепермских образований отвечают лишь началу этапа генерации УВ, в то время как каменноугольно-девонские отложения уже в предпермское время в значительной мере реализовали свой нефтематеринский потенциал.

Выявленные в разрезе катагенетические несогласия являются следствием существования крупных зон размывов в каменноугольных отложениях. Длительность и интенсивность размывов были различными. Глубокая эрозия способствовала разрушению части ранее сформировавшихся залежей. В связи с этим поиски скоплений УВ в допермских отложениях необходимо проводить с учетом глубины эрозионного среза и степени стадийного преобразования сохранившейся от денудации части разреза. Исходя из этих параметров, наибольший интерес для поисков нефти, по мнению Т.П. Волковой, представляют каменноугольные и девонские отложения северо-западного склона Южно-Эмбенского палеозойского поднятия в полосе от Равнинной и Молодежной площадей на западе до Терескенской и Восточно-Торткольской на востоке, отличающихся оптимальным палеотемпературным режимом, умеренной степенью катагенеза РОВ и отсутствием глубокой эрозии. Не случайно здесь уже были получены притоки нефти и газа из среднекаменноугольных отложений на площадях Тортай и Равнинная.

Характерные для южной части Прикаспийской впадины низкие геотермические градиенты ($1,8 - 2,3 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$) и растянутость зон катагенеза ОВ по глубине позволяют прогнозировать нижнюю границу распространения нефтяных залежей до глубины 6–7 км.

Таким образом, тепловое поле недр характеризуется температурой, геотермическим градиентом, теплопроводностью, плотностью теплового потока, интенсивностью выделения тепла.

Геотермические условия Прикаспийской впадины тесно связаны с литологическим, литофаunalным составом пород. Наибольшую теплопроводность и наименьшее удельное сопротивление имеют галогенные и плотные карбонатные породы — соли, доломиты, известняки. Довольно высока теп-

лопроводность пористых известняков, песчаников и сланцев. Их антиподами служат глины и аргиллиты. Соль непосредственно влияет на распределение глубинного теплового потока, поскольку ее избыточная теплопроводность способствует более быстрому прохождению теплового потока через соляные тела, а мощные толщи терригенных пород, наоборот, являются своеобразным экраном для теплового потока.

Основными проводниками глубинного тепла являются породы фундамента, через которые прогреваются вышележащие неоднородные по составу осадочные толщи. Поэтому существующее распределение теплового поля в синеклизе зависит от глубины залегания фундамента, мощности и состава осадочной толщи.

Согласно геотермическому районированию по данным изменений основных геотермических параметров (пластовых температур, термоградиентов, плотности тепловых потоков) с учетом геологических особенностей в пределах Прикаспийской впадины выделяются три зоны температур недр: 1) пониженных, 2) средних и 3) повышенных. Последняя охватывает южную часть Прикаспийской впадины.

Одним из ведущих факторов генерации углеводородов из нефтегазоматеринских толщ является палеотемпература. Установлена прямая связь между температурой недр и не обратимыми превращениями ОВ, рассеянных в виде включений в осадочных породах. На этом основан прогноз палеотемператур. Анализ палеотермоглубинной зональности подсолевых отложений Прикаспийской впадины показывает, что степень зрелости рассеянного органического вещества и палеотемпературные условия докунгурских нижнепермских образований отвечают лишь началу этапа генерации УВ, в то время как каменноугольно-девонские отложения уже в предпермское время в значительной мере реализовали свой нефтематеринский потенциал.

Характерные для южной части Прикаспийской впадины низкие геотермические градиенты и растянутость зон катагенеза ОВ по глубине позволяют прогнозировать нижнюю границу распространения нефтяных залежей до глубины 6–7 км.

3.4. ВОДОРАСТВОРЕННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИНЫ

Среди гидрохимических критериев при прогнозе на углеводородные флюиды большое значение имеет водорастворенное органическое вещество (ВРОВ) как надежный показатель нефтегазоносности.

К настоящему времени накоплен значительный опыт в использовании компонентов ВРОВ (фенолы, бензол, толуол, органические и нафтеновые кислоты, ксиолы и др.) в нефтегазопоисковых целях. Многими исследователями изучены закономерности распределения водорастворенных органических веществ в зависимости от ионно-солевого состава вод, литологических свойств вмещающих пород, термобарических условий недр, состава флюидов, способов отбора и хранения проб (Е.А. Барс, 1979, 1981; В.М. Швец, 1973; А.С. Зингер, 1966, 1973; М.И. Суббота и др., 1972; О.И. Серебряков, 1976; А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1982; Н.М. Петухова, 1979 и др.).

Исследования последних лет, направленные на изучение в системе "вода – порода – углеводородные флюиды – рассеянное органическое вещество (РОВ)", показывают тесную взаимосвязь процессов трансформации подземных вод, пород. Изменение концентрации одних компонентов может быть связано с протеканием катионно-обменных процессов в системе "вода – порода" других в результате преобразования органо-минерального комплекса пород, которое сопровождается деструкцией РОВ и деформацией кристаллических решеток породообразующих минералов. Значительную роль в характеристике ВРОВ играют такие факторы, как тип исходного РОВ и степень его катагенетической превращенности.

Е.А. Барс (1993) обращает внимание на специфические условия преобразования РОВ в подстилающих солеродные бассейны отложениях: в этих отложениях подавляются процессы бактериального разложения ОВ из-за пропитывания крепкими рассолами на ранней стадии захоронения "седикахитов". Происходит своеобразное их консервирование. Попадая в результате глубокого опускания в зоны нефте-, а затем газонакопления, захороненное ОВ генерирует большие массы термокатализических УВ, которые вместе с возрожденными водами образуют скопления под региональными флюидоупорами.

Анализ позволяет высоко оценить продуктивность (особенно газоносность) подсолевых нефтегазоносных комплексов.

сов, поскольку из-за огромной массы воды, консервированного органического вещества главная фаза нефтеобразования растянута. Не исчерпав свой нефтегенерирующий потенциал, ОВ, попадая в термобарические условия, при которых жидкие УВ не образуются, проявляет себя как мощный генератор углеводородных газов.

В составе пластовых вод определяется целая гамма органических компонентов (C_{opr} , P_{opr} , S_{opr} , N_{opr} , наftenовые и жирные кислоты, пиридин, спирты и т.д.). Однако наиболее информативными показателями, по мнению отечественных и зарубежных исследователей, считаются бензол и его гомологи, фенолы и низшие жирные кислоты (муравьиная, уксусная, пропионовая и масляная). Все они эффективны при поиске нефтяных и газоконденсатных залежей.

По многочисленным данным (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1988), содержание бензола и толуола в нефтях и конденсатах (фракция НК – 130 °C) четко различается (рис. 22). Так, содержание бензола в конденсатах обычно превышает 1 % (массовая доля), достигая 30 %, тогда как в нефти бензола обычно меньше 1 %, концентрация толуола в нефтях обычно меньше 1 %, хотя иногда достигает 5 %. В конденсатах содержание толуола больше 1 %. Наиболее характерные концентрации толуола в конденсатах превышают 5 %, достигая 30 %.

Таким образом, конденсаты отличаются от нефти повышенной концентрацией как бензола, так и толуола. При этом характерно, что повышенные концентрации бензола (более 1 %) и толуола (более 5 %) фиксируются лишь в конденсатах. Это позволяет полагать, что воды газоконденсатных залежей должны отличаться от вод нефтяных залежей повышенной концентрацией бензола и толуола. Это подтверждает сравнительная характеристика распределения ароматических углеводородов в водах (Е.А. Барс, А.С. Зингер, О.И. Серебряков, М.А. Мухамеджанов, Н.М. Петухова, И.Б. Далян).

Анализ распределения бензола в подземных флюидах показал, что существует четкая прямая зависимость между концентрацией бензола в нефтях и конденсатах и содержанием бензола в пластовых водах. Благоприятные физико-химические свойства бензола, его генетическое родство с газоконденсатом и нефтью, высокие миграционные способности, обусловленные хорошей растворимостью в воде, трудная окисляемость составляют необходимые условия, которые позволяют рассчитывать на высокую поисковую эффективность этого компонента. Это свидетельствует о генетической взаимосвязи бензола подземных флюидов и указывает на то, что основ-

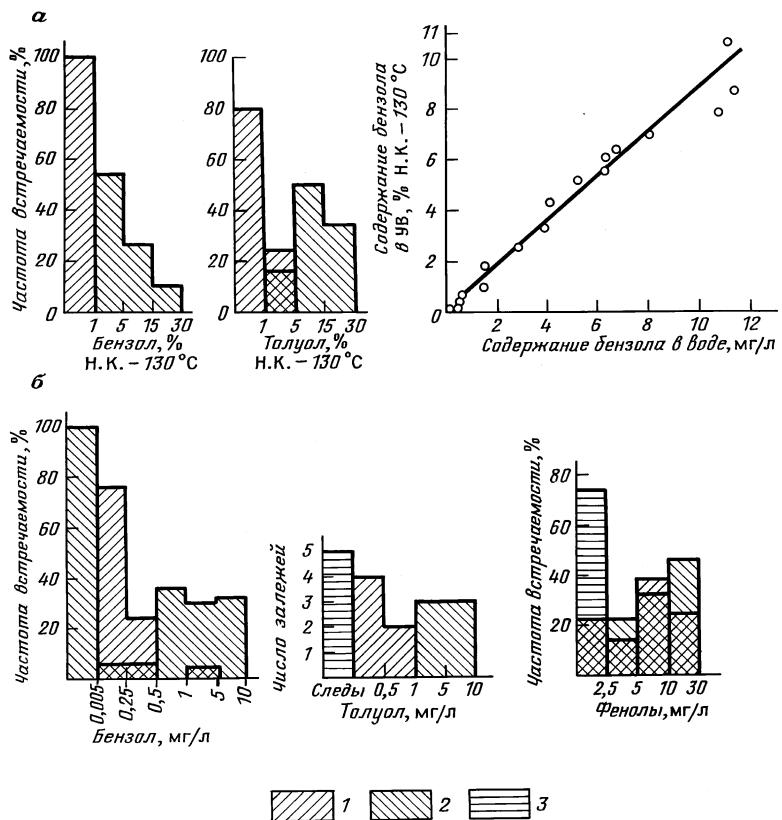


Рис. 22. Распределение содержания бензола, толуола и фенолов в подземных флюидах Предкавказья и Прикаспийской впадины (составили А.С. Панченко, В.П. Ильченко, Л.В. Кирина, 1978, 1990 гг.).
Флюиды: 1 — нефтяные, 2 — газоконденсатные, 3 — газовые. Содержание бензола и толуола: а — в УВ, б — в подземных водах

ное количество бензола в водах обусловлено диффузией из залежей УВ.

Иными словами, содержание бензола в воде контролируется фазовым состоянием залежи углеводородов. Так, в водах газоконденсатных залежей оно максимальное, в водах нефтяных скоплений — заметно ниже. А в пластовых водах чисто газовых залежей бензол отсутствует.

Необходимо отметить, что фенолы, толуол и бензол являются показателями наличия только таких залежей, в которых

присутствуют ароматические УВ в количествах, обеспечивающих повышенную концентрацию бензола, толуола, фенолов по сравнению с фоном. Содержание этих компонентов в подземных водах зависит от многих факторов, например, от температуры. Известно, что растворимость моноядерных аренов (особенно толуола) резко увеличивается с ростом температуры. Поэтому абсолютные концентрации водорасториенных ароматических УВ в разных регионах будут неодинаковыми. Пример тому – различные концентрации бензола в водах Предкавказья и Прикаспийской впадины. В связи с этим о наличии залежей следует судить лишь по изменению концентраций бензола, толуола и фенолов в пределах ореола рассеяния (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1990). При использовании бензола, толуола и фенолов в качестве поисковых локальных показателей следует иметь в виду, что их применимость контролируется гидрогеологической обстановкой. В чуждой гидрохимической обстановке, способствующей растворению залежей УВ, указанные ингредиенты наиболее эффективны для поисков нефтяных и газоконденсатных скоплений. В зоне нефтегазоизделия, т.е. там, где распространены "материнские" воды, ВРОВ может использоваться лишь как региональный показатель. Видимо, с этим следует связывать повышенные концентрации фенолов и бензола в водах глубокозалегающих нефтегазоматеринских отложений Прикаспийской впадины.

С открытием месторождений углеводородов, содержащих в своем составе сероводород, отмечены определенные особенности определения и интерпретации кислородсодержащих компонентов ВРОВ. На характер распределения бензола и его гомологов в водах сероводород влияния не оказывает. В поверхностных водах сероводородоносных регионов бензол не обнаружен либо фиксируются его следы. Весьма низкие концентрации бензола отмечаются в водах "пустых" структур. Так, в пластовых водах западных районов Прикаспийской впадины фоновое значение бензола составляет 0,05 мг/л. В скважинах, значительно удаленных от контура залежи, бензол присутствует в концентрациях, близких к фоновым. Во всех случаях при приближении к сероводородной залежи УВ концентрация бензола резко увеличивается (О.И. Серебряков, 1982).

В табл. 21 приведены данные бензольной ароматики и жирных кислот в водах сероводородсодержащих объектов.

Содержание бензола изменяется от 0,1 до 2,2 мг/л, идентифицированы толуол (0,04–2,42 мг/л), этилбензол (до

Таблица 21

**Состав водорастворенных органических веществ ореольных вод
сероводородсодержащих объектов
(данные НВ НИИГГ, СевКавНИПИгаза)**

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал перфора- ции, м	Массовая доля, мг/л				
			Бензол	Толуол	Этил- бензол	Сум. ксилоло- лов	Органиче- ские кис- лоты
Астрахан- ская, 1	C ₂	4590–4580	1,89	1,24	Нет	60,00	54,47
Астрахан- ская, 1	C ₂	4670–4650	2,22	2,42	1,13	66,70	87,50
Астрахан- ская, 1	C ₂	4670–4650	1,06	1,52	1,06	29,30	527,73
Астрахан- ская, 5	C ₂	4202–4184	0,01	0,04	Нет	0,40	44,06
Светлоша- ринская, 2	C ₂	4370–4354	0,53	2,36	4,74	5,80	31,22
Карачака- ганак, 14	C ₂	5264–5256	0,20	0,13	Не опр.		30,70
Жана-жол, 34	C ₁ + C ₂	3993–3968	1,75	0,80	То же		31,90
Аккудуук, 1	C ₁ + C ₂	4910–4894	0,75	0,30	"		678,00
Бактыга- рын, 3	C ₁ + C ₂	4756–4737	0,84	0,25	"		636,00

4,74 мг/л), суммы ксиолов (0,4–66,70 мг/л), жирные кислоты (30,70–678 мг/л).

Полициклические ароматические углеводороды от бензола до рубицена (32 компонента) определены Е.Д. Журавлевой (1990) в пластовых водах АГКМ методом квазилинейчатых спектров. Наиболее информативны из них фенантрен, хризен, антрацен.

Анализ распределения пиридина в пластовых водах различных геологических обстановок Прикаспийской впадины, выполненный Г.С. Долговой (1983), показал приуроченность наиболее высоких его концентраций к глубокозалегающим водам газообразных скоплений УВ. При этом фактическое распределение пиридина в пластовых водах находится в соответствии с расчетами константы равновесия перехода пиридина в газовую фазу при температуре и давлении выше соответственно 70 °С и 160 ат.

При определении фенолов было отмечено, что их содержание связано с количеством сероводорода (Г.С. Долгова, Е.В. Удалова, 1987), растворенным в воде и входящим в состав свободного газа (табл. 22). Задача количественного определения фенолов в таких водах осложняется, с одной сторо-

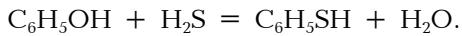
Таблица 22

**Содержание фенолов в водах нефтегазовых месторождений
в зависимости от концентрации сероводорода в газе
(по Г.С. Долговой, Е.В. Удаловой, 1989)**

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал перфорации, м	Содержание	
			H ₂ S, г/100 м ³ газа	Фенолы, мг/л
Астраханская, 5	C ₂	4184–4202	30 тыс.	Отс.
Астраханская, 8	C ₁	4187–4123	30 тыс.	"
Караганак, 14	C ₂	5264–5256	5 тыс.	"
Караганак, 23	D ₃	5241–5226	5 тыс.	"
Маяковская, 6	P ₁	1993–1928	2 тыс.	"
Павловская, 22	P ₁	1566–1562	1 тыс.	"
Западно-Липов- ская, 10	P ₁	1828–1809	600	0,18
Западно-Теп- ловская, П-1	C ₁	3994–3987	800	0,68
Карпенская, 6	P ₁	2050–2030	980	0,46
Степновская, 16	C ₁	1731–1728	90	0,18
Родионовская, 8	C ₂	1244–1240	45	0,28
Грачевская, 1	C ₁	3708–3703	50	0,80
Гуселкинская, 20	D ₃	3140–3126	Отс.	0,52
Еланская, 61	C ₁	780–782	"	0,32
Топовская, 9	D ₃	3140–3126	"	0,63
Фурмановская, 8	C ₁	1343–1346	"	0,55

ны, идентичными реакциями при консервации пробы и проведении анализа. С другой стороны, сероводород является сильным восстановителем, в силу этого он способен вступать в реакции со многими соединениями. Теоретически все кислородсодержащие соединения ВРОВ могут реагировать с сероводородом.

Для фенолов эта реакция протекает по схеме



В результате возможного взаимодействия кислородсодержащих компонентов ВРОВ с сероводородом концентрации их в водах должны убывать. При этом вероятно образование и меркаптанов, сернистых соединений, в свою очередь также обладающих сильными восстановительными свойствами. О превращении органических соединений в окислительной обстановке имеются достаточно обширные сведения. Данных об их поведении в восстановительных условиях немного.

В конденсационных водах сероводородсодержащих месторождений (АГКМ) весьма информативны органические кислоты, их содержание изменяется от 72 до 456 мг/л; иденти-

фицируются также фенолы ($0,06 - 0,14$ мг/л), в то время как бензол не обнаружен, а в скв. 53 при минерализации воды $2,3$ г/л и содержании водорастворенного H_2S 1870 мг/л в воде определены $0,47$ мг/л бензола и $0,12$ мг/л фенолов. На наш взгляд, такой разброс данных объясняется аналитическими трудностями.

Характер распределения фенолов в водах сероводородсодержащих объектов в зависимости от содержания H_2S в газе приведен в табл. 22. Очевидно, что при содержании последнего 1000 г и более на 100 м³ газа фенолы в водах не обнаружены; при содержании 100 г на 100 м³ газа и меньше концентрации фенолов составляют $0,18 - 0,80$ мг/л.

Таким образом, характерной особенностью ореольных вод углеводородных залежей при содержании в них H_2S , превышающем 1000 мг/л, является отсутствие фенолов. Отсюда следует, что фенолы теряют свою информативность в таких условиях. Однако отсутствие фенолов в сероводородсодержащих водах не является признаком отсутствия залежи природных газов.

Среди всех кислородсодержащих компонентов ВРОВ органические кислоты являются соединениями, наиболее устойчивыми к действию восстановителей. Они восстанавливаются в жестких условиях и в присутствии одного из наиболее сильных из всех известных восстановителей — алюмогидрида лития $LiAlH_4$ (Л. Физер, М. Физер, 1966). Видимо, поэтому даже при высокой сероводородзараженности органические кислоты являются надежными индикаторами скоплений УВ.

При изучении ВРОВ в пластовых водах восточного борта Прикаспийской впадины М.А. Мухамеджановым, С.М. Антиповым (1988) установлено наличие повышенного количества органических кислот, битумов кислых и нейтральных, спирторастворимых ОВ (пл. Аккудук, Кенкияк). Рассмотрение их в комплексе с солевым составом вод, микроэлементами позволяет проследить тесную взаимосвязь с процессами образования и накопления УВ. В табл. 23 приведены данные по содержанию ВРОВ в сероводородсодержащих водах этого региона.

В разрезе подсолевых отложений восточного борта Прикаспийской синеклизы преобладают терригенные осадки и лишь в нижнем и среднем карбоне преобладают карбонатные осадки. Увеличение в разрезе терригенных пород снижает вероятность накопления в подземных флюидах сероводорода. Максимальное содержание H_2S в газонефтяной залежи на площади Жанажол составляет 3%.

Таблица 23

**Водорастворенное органическое вещество в пластовых водах
сероводородсодержащих объектов
восточного борта Прикаспийской впадины
(данные СевКавНИПИгаза, КазКНИЛ, НВ НИИГ)**

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст	$H_2S + HS'$ в воде	
			мг/л	% (объемная доля)
Аккудук, 1	4910–4894	C_{1+2}	1163	81,41
Аккудук, 1	3626–3600	C_1		
Аккудук, 19-П	5022–5012	C, КТ-П		
Аккудук, 19-П	5052–5039	C, КТ-П		
Аккум, 1	4810–4790	C, КТ-П		
Аккум, 2	4881–4828	C_{1+2}	2210	154,70
Аккум, 2	5020–4998	C_{1+2}	859	4,14
Алибек, 12	2143–2123	C, МКТ	309	21,66
Алибек, 20	3539–3514	C_{1+2}		
Алибекмола, 4	2178–2172	C_3		
Алибекмола, 4	3590–3583	C_{1+2}	34	2,38
Алибекмола, 5	3094–3058	C_{1+2}		
Алибекмола, 8	3562–3550	C_{1+2}		
Бактыгарын, 3	4756–4737	C_{1+2}	126	8,82
Бактыгарын, 3	4840–4824	C_{1+2}	1328	92,96
Жанажол, 32	3821–3823	C_{1+2}		тыс. г/100 м ³ газа
Жанажол, 34	3993–3968	C_{1+2}		тыс. г/100 м ³ газа
Жанажол, 63	3850–3839	C_{1+2}		тыс. г/100 м ³ газа
Кенкияк, 86	4018,5–4008	P ₁ art		
Кенкияк, 86	4137–4091	P ₁ art		
Кенкияк, 116	4427–4425			
Кожасай, 92	3600–3583	C	19	1,34
Северный Киндысай, 1	4774–4746			
Кумсай, 4		C		
Урихтау, 12	2670–2655	C		
Урихтау, 13	3175–3160	C		
Урихтау, 3	3159–3146	C, КТ-П		
Урихтау, 3	3060–3045	C, КТ-П		

Это находит отражение и в характере ВРОВ. При обсуждении данных табл. 23 видно, что фенолы в водах с высоким содержанием H_2S (Аккум – 2210 мг/л; Бактыгарын – 1328 мг/л; Жанажол – тыс. г/100 м³ газа) не обнаружены. Объемное содержание H_2S в водах этих скважин составляет 80–155 %, т.е. в одном объеме воды растворено 0,8–1,54 объема сероводорода. В водах с низким содержанием последнего фенолы информативны, содержание их в представительных пробах варьирует от 0,4 до 3,27 мг/л.

Продолжение табл.23

Площадь, номер скважины	ВРОВ, мг/л			
	Бензол	Толуол	Фенолы	Органические кислоты
Аккудук, 1	0,75	0,20	0,50	678
Аккудук, 1	0,14	1,28	3,27	192
Аккудук, 19-П			0,04*	
Аккудук, 19-П	0,21	0,17	0,31	360
Аккум, 1	Не опр.	Не опр.	0,12	
Аккум, 2	0,33	То же	Не обн.	
Аккум, 2	0,47	0,10	То же	
Алибек, 12	0,30	0,15	0,15	
Алибек, 20	0,52	0,20	1,00	
Алибекмола, 4	0,59	0,20	0,62	648
Алибекмола, 4	Не опр.	Не опр.	0,36	Не опр.
Алибекмола, 5	То же	То же	0,20	То же
Алибекмола, 8	"	"	0,40	1176
Бактыгарын, 3	0,84	0,25	0,40	636
Бактыгарын, 3	0,63	Не опр.	Не обн.	636
Жанажол, 32	0,80	1,26	То же	98
Жанажол, 34	1,75	0,80	"	32
Жанажол, 63	0,46	0,30	"	72
Кенкияк, 86	0,38	0,08	Нет св.	Нет св.
Кенкияк, 86	0,25	0,25	То же	51
Кенкияк, 116	Нет св.	Нет св.	"	360
Кожасай, 92	Не обн.	Не обн.	0,20	348
Северный Киндысай, 1	0,06	0,08	Не опр.	51
Кумсай, 4	0,62	Нет св.	0,45	158
Урихтау, 12	Нет св.	То же	0,33	Нет св.
Урихтау, 13	То же	"	0,36	То же
Урихтау, 3	0,63	1,10	Нет св.	35
Урихтау, 3	0,19	0,34	То же	60

*Длительное хранение пробы

Диапазон изменения концентрации бензола 0,14–1,75 мг/л; толуола 0,17–1,26 мг/л; органических кислот 168–1176 мг/л. При этом величины ВРОВ отражают положение скважин на структуре: одни испытывают влияние углеводородной залежи (Бактыгарын, скв. 3); прямые признаки нефтегазоносности обнаружены в скв. 4 Алибекмола; в скв. 2 Аккудук, где открыта продуктивная нефтегазоносная структура с опресненной водой гидрокарбонатно-натриевого типа, содержится фенолов до 3,27 мг/л. Максимальные концентрации ВРОВ характерны для зон скопления УВ. По сведениям И.Б. Даляяна (1991), концентрация ароматических УВ на Кенкияке и Кур-

сае в подошвенных водах нефтеносных пластов достигает 2,79 мг/л для бензола, толуола содержится до 2,5 мг/л; жирных кислот — до 174 мг/л. В законтурных водах "пустых" поднятий (Северный Киндысай) значения этих компонентов следующие: бензола 0,06 мг/л, толуола 0,08 мг/л, жирных кислот 51,5 мг/л. Эти величины можно считать фоновыми.

Отмечены повышенные концентрации фенолов (0,72–1,84 мг/л) в водах надсолевых отложений восточного борта впадины (табл. 24, 25). Они связаны с объектами нефтепроявлений.

Таблица 24

**Фенолы в водах надсолевых отложений восточного борта
Прикаспийской впадины
(по В.А. Бочкаревой, Ж.С. Сыдыкову, Д.А. Джангириянцу, 1973)**

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал перфорации, м	Содержание фенолов, мг/л
Доссор, 114	J ₂	195–190	1,84
Кашкар, 70	K ₁	348–344	1,21
Сагиз, 49	P+T	211–202	1,19
Сагиз, 42	J ₂	502–498	0,72
Северный Макаб, 79	J ₂	394–390	0,91
Юго-Восточный Макаб, 286	J ₂	207–189	1,16
Юго-Восточный Макаб, 87	J ₂	195–190	1,53
Юго-Восточный Макаб, 209	J ₂	196–189	1,41

Таблица 25

**Органические кислоты в пластовых водах площади Урихтау
(данные НВ НИИГГ)**

Номер сква- жины	Интервал перфорации, м	Возраст	Жирные кислоты, мг/л/% к сумме кислот				
			масля- ная (C ₄)	пропио- новая (C ₃)	уксус- ная (C ₂)	муравь- иная (C ₁)	Сумма кислот
3	3159–3146	C _{3+2'} , КТ-П	10,63 29,84	5,76 16,17	11,59 32,54	7,64 21,54	35,62/100
	3060–3045	C _{3+2'} , КТ-П	28,82 47,62	5,56 9,19	21,33 35,24	4,81 7,95	60,52/100
2	3034–3025	C _{3+2'} , КТ-П	20,55 30,62	5,26 7,84	31,56 47,03	9,74 14,51	67,11/100

В табл. 25 приведен индивидуальный состав органических кислот по разрезу площади Урихтау. Распределение кислот в приведенных пробах убывает в ряду уксусная — масляная — муравьиная — пропионовая. Иными словами, в составе водорас-

творенного органического вещества наиболее ярко отражаются процессы генерации УВ.

На характер распределения ВРОВ в водах влияет температурный режим отложений. Это обусловлено наличием многочисленных соляных массивов, расположенных недалеко друг от друга и выполняющих роль природного холодильника для подсолевых отложений или природных "ректификационных тарелок". В связи с этим месторождения по составу УВ флюидов могут значительно различаться между собой.

Необходимо отметить, что на содержание ВРОВ существенно влияют условия отбора (включая консервацию) и хранения проб. Так, по данным СевКавНИПИгаза, в скв. Аккудук 19-П (интервал 5022–5012 м) после 16 мес хранения пробы концентрация фенолов составила всего 0,04 мг/л.

Таким образом, среди водорастворенных органических веществ наиболее информативными показателями при нефтегазопоисковых работах являются бензол и его гомологи, фенолы и низшие жирные кислоты.

Воды газоконденсатных залежей отличаются от вод нефтяных залежей повышенной концентрацией бензола и толуола. Анализ распределения бензола в подземных флюидах показал, что существует четкая прямая зависимость между концентрацией бензола в нефтях и конденсатах и содержанием бензола в пластовых водах. Это свидетельствует о генетической взаимосвязи бензола подземных флюидов и указывает на то, что основное количество бензола в водах обусловлено диффузией из залежей УВ. Иными словами, содержание бензола в воде контролируется фазовым состоянием залежи углеводородов. Так, в водах газоконденсатных залежей оно максимальное, в водах нефтяных скоплений – заметно ниже. В пластовых водах чисто газовых залежей бензол отсутствует. На характер распределения бензола и его гомологов в водах сероводород практически влияния не оказывает. При определении фенолов установлено, что их содержание связано с количеством сероводорода, растворенного в воде и входящего в состав свободного газа.

3.5. Экспресс-оценка гидродинамических условий в Прикаспии

Известно, что гидродинамические условия являются важнейшим фактором пространственного распределения, формирования, сохранения и разрушения скоплений углеводородов. Залежи нефти и газа контролируются водонапорными системами, генетически и гидравлически связаны с последними и могут длительно существовать в определенной гидродинамической обстановке. Известный гидродинамик А.Е. Гуревич (1985) отмечает, что без правильного понимания структуры и мощности потоков флюидов трудно получить надежные представления о многих геохимических и геодинамических процессах, о закономерностях геохимических преобразований пород и формировании месторождений полезных ископаемых.

В Прикаспийской впадине глубокозалегающие нижнепермские и каменноугольные отложения вскрыты на многих площадях. Но представительной гидродинамической информации недостаточно, чтобы дать детальную характеристику подсолевым отложениям. Практически отсутствуют сведения по замерам пластовых давлений на Кзылджарском и Биикжалском сводах, Илекском, Уральском поднятиях, Ахтубинско-Палласовской, Питерско-Новоузенской и Северо-Каспийской зонах поднятий, главным образом в силу того, что здесь подсолевые отложения залегают на глубинах свыше 5 км. Поэтому глубинная гидродинамическая характеристика Прикаспийской впадины (отдельных ее зон) достовернее там, где она в максимальной степени освещена представительной информацией.

При изучении гидродинамической характеристики подземных вод глубокого залегания наиболее широко распространен (а зачастую является и основным) метод приведенных давлений, используемый для гидродинамических построений.

Он введен для учета влияния изменений плотности подземных вод с глубиной на напоры. Наиболее известен способ приведения, предложенный А.И. Силиным-Бекчуриным (1941). Использование этой формулы для случаев линейного изменения плотности вод с глубиной не вызывает сомнения:

$$p_{pp} = p_{pl} + g \cdot 10^{-6} \int_{z_0}^{z_1} \rho(z) dz = p_{pl} + \frac{g \cdot 10^{-6} (\rho_1 + \rho_0) \cdot z}{2},$$

где $p_{\text{пр}}$ – давление, приведенное к плоскости z_0 , МПа; p_{01} – пластовое (забойное) давление на глубине z_1 , МПа; g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$, обычно принимается постоянным и равным 9,80665; z_0, z_1 – абсолютные глубины плоскости сравнения и замера (расчета) давления, м; ρ – плотность воды, $\text{кг}/\text{м}^3$.

Однако дальнейшие исследования, проводившиеся с учетом все увеличивающегося объема фактического материала, показали, что результаты расчета напоров по приведенным выше формулам неоднозначны, а иногда даже противоречивы. Многочисленные попытки улучшения методик приведения результатов не дали. На основании опыта и анализа многолетних гидродинамических исследований в Предкавказье Б.П. Акулинчевым (1978) создана схема приведения пластовых давлений (рис. 23). Показано, что для одной и той же скважины (125 Расшеватская) напоры, в зависимости от пути приведения, получаются разными – от 180 до 70 м водяного столба. Следует подчеркнуть, что погрешность различных методов приведения кроется не в присущих им ошибках, которые возникают при замерах или расчетах, а в самой природе явления. Трудно себе представить, но нужно согласиться с выводами А.Е. Гуревича (1972), что метод приведенных давлений в принципе неприменим для природных подземных вод, когда плотность вод изменяется не только по глубине, но и по площади. В.П. Акулинчевым (1996) показано, что дальнейшая разработка или усовершенствование способов приведения давлений бессмыслена так же, как разработка "вечного" двигателя.

Действительно, перепад напоров в двух точках равен разности приведенных давлений:

$$\Delta p = p_{z0} - p_{z1} + \int_{z0}^{z1} \rho(z) dz,$$

где Δp – перепад давлений, МПа; p_{z0}, p_{z1} – давление соответственно на плоскости сравнения и на глубине z_1 , МПа.

Если величина $p_{z0} - p_{z1}$ однозначна, то значение интеграла однозначно лишь для случая зависимости плотности только от глубины и не определено, если плотность меняется и по площади. В первом случае применимы методика А.И. Силина-Бекчурина и другие ее модификации. Во втором – нужно установить величину неопределенности интеграла приведения. Например, для нижнемелового водоносного комплекса Запад-

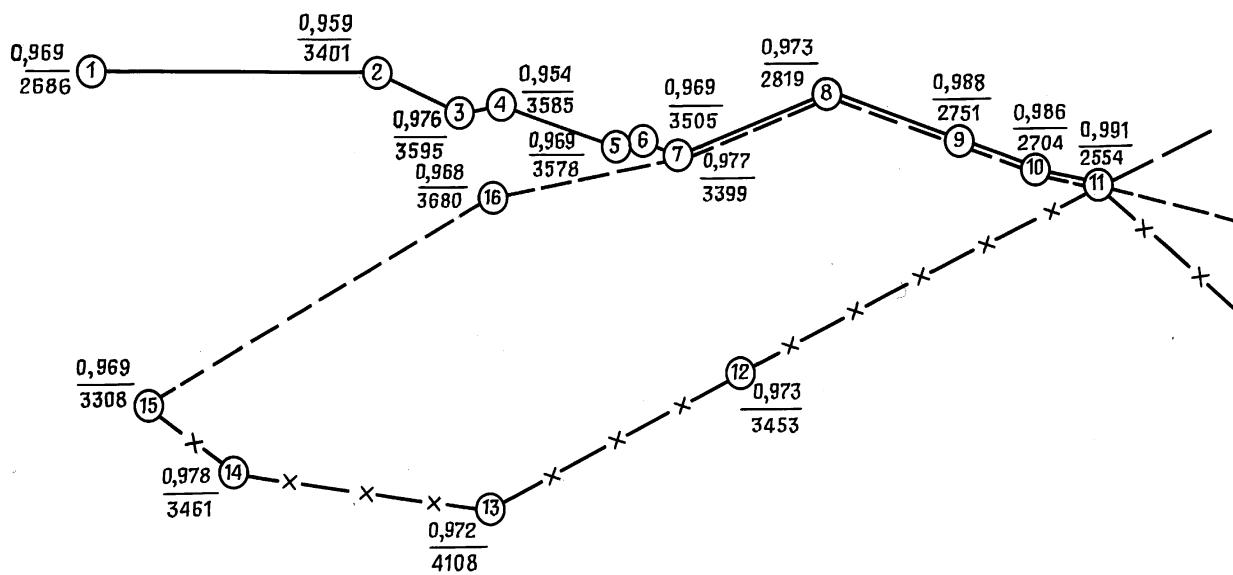


Рис. 23. Схемы приведения пластовых давлений (по Б.П. Акулинчеву, 1978).

В кружочках приведены номера площадей. Дробь у кружочков: в числите — плотность воды в пласте, $\text{г}/\text{см}^3$; в знаменателе — глубина замера, м.

Площадь, номер скважины: 1 — Березанская, 22; 2 — Малороссийская, 4; 3 — Митрофановская, 3; 4 — Митрофановская, 2; 5 — Кавказская, 5; 6 — Кавказская, 9; 7 — Кропоткинская, 1; 8 — Расщеватская, 41; 9 — Расщеватская, 48; 10 — Расщеватская, 27; 11 — Расщеватская, 125; 12 — Соколовская (20); 13 — Темиргоевская, 3; 14 — Некрасовская, 3; 15 — Усть-Лабинская, 8; 16 — Ловлинская, 1

нного Предкавказья, по Б.П. Акулинчеву, она достигает 130 м водяного столба.

Оценку неопределенности интеграла приведения проводят следующим образом. По результатам замеров забойных давлений, непосредственных замеров плотности в скважинах или расчетными методами строят графики зависимости плотности от абсолютной глубины. Пример таких построений приведен на рис. 24.

Зависимость плотности от глубины представляет собой облако точек, следовательно, интеграл приведения может иметь любые значения, лежащие в промежутке между максимальным и минимальным:

$$\text{indef } I = \max_{z_0} \left(\int_{z_0}^{z_1} \rho(z) dz \right) = \min_{z_0} \left(\int_{z_0}^{z_1} \rho(z) dz \right).$$

Поскольку значение интеграла численно равно площади на графике $\rho = f(z)$, ограниченной осью Z , то можно записать

$$\text{indef } I = S_{\text{alc}} - S_{\text{adc}}.$$

Расчеты показали, что для подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины неопределенность приведения пластовых давлений достигает 150 м (см. рис. 24).

Расчет приведенных давлений при изучении гидродинамической обстановки проводился на единую плоскость сравнения, выбранную по забою самой глубокой скважины (В.П. Ильченко, Ю.Г. Гирин, 1993). В юго-западной части Прикаспия абсолютная отметка плоскости сравнения составляет -4592 м (скв. 1 Чкаловская), в юго-восточной (скв. СГ-2 Биикжал) -5550 м (см. рис. 24).

При построении карт приведенных напоров обычно уверенно выделяют только те перепады напоров, значения которых вдвое превышают среднеквадратичную ошибку определения приведенных давлений. Этим определяется и выбор сечения гидроизопльез на картах.

Для водоносных комплексов подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины погрешность приведения напоров составляет 150 м, погрешность замера давлений 100 м, погрешность определения глубины замера 10 м. Общая среднеквадратичная погрешность составила

$$n = \sqrt{150^2 + 100^2 + 10^2} = 180 \text{ (м)}.$$

Иными словами, сечение гидроизопльез на карте должно превышать 360 м. Следует подчеркнуть, что в силу неравно-

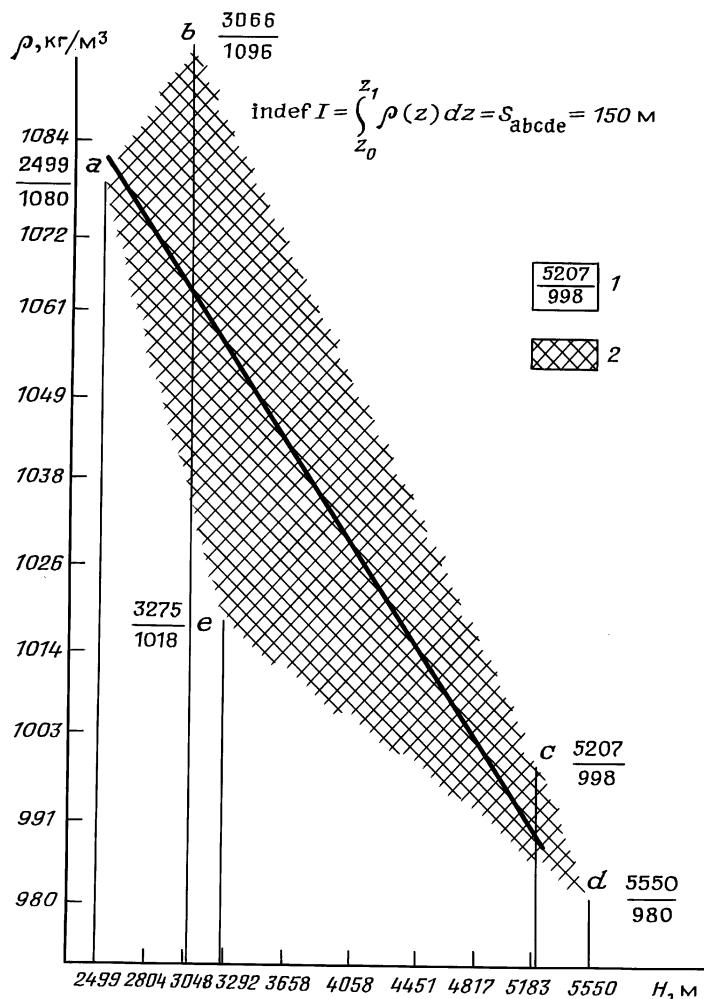


Рис. 24. Зависимость плотности пластовых вод от глубины для подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины (составили Ю.Г. Гирин, В.П. Ильченко, 1993):

1 — в числителе — глубина, м; в знаменателе — плотность пластовых вод, кг/м³; 2 — область неопределенности $\rho = f(z)$ abcde

мерности гидродинамической изученности территории и ограниченности исходной информации корректно построить гидродинамическую карту глубокозалегающих отложений юга

Прикаспийской впадины в настоящее время не представляется возможным.

Гидродинамические расчеты, выполненные Ю.Г. Гириным, на которых базируются наши построения, сведены в табл. 26.

На схематической гидродинамической карте (рис. 25) отражены приведенные напоры, коэффициент аномалийности ($K_a = p_{pl}/p_{hyd}$). Зоны развития нормальных гидростатических давлений ($K_a =$ до 1,3) развиты на площадях Тортай, Уртатау-Сарыбулак, Молодежная, Южно-Плодовитонская, Царынская, Чарлактинская, Ашунская, Смушковская, Каракульская, Кануковская, Краснохудукская. Зоны развития аномально высоких пластовых давлений приурочены к Астраханскому газоконденсатному ($K_a = 1,6$), Тенгизскому нефтяному ($K_a = 1,95$) месторождениям. АВПД развиты на площадях Чкаловская ($K_a = 1,92$), Кордуан ($K_a = 1,49$), Елемес ($K_a = 2,0$), Маткен ($K_a = 2,1$), Биикжал ($K_a = 1,73$) (табл. 27).

М.С. Арабаджи с соавторами (1983), обработав результаты измерения пластовых давлений в скважинах с учетом удаленности их зоны от борта синеклизы по методу наименьших квадратов, установили множественную корреляционную зависимость:

$$p_{pl} = (136,77h + 5,23l - 96,76) \cdot 10^{-1},$$

где $1,5 < h < 8$ км; $l < 190$ км; $p_{hyd} < p_{pl} < p_{geost}$; p_{pl} — пластовое давление, МПа; h — глубина залегания подсолевого ложа, км; p_{hyd} — условное гидростатическое давление, МПа; p_{geost} — геостатическое давление, МПа.

Коэффициент множественной корреляции в данном случае составил 0,94, что свидетельствует об очень тесной связи расчетных и фактических значений. Значение среднеквадратичной ошибки прогноза $\pm 2,25$ МПа. Следует отметить, что по югу Прикаспийской впадины названные исследователи использовали всего десять значений пластовых давлений.

Проведенный же нами анализ с учетом последних гидродинамических данных показал условность утверждений М.С. Арабаджи с соавторами (1983). Погрешность определения пластовых давлений по приведенной выше формуле составила до 20–30 %.

Замеры пластовых давлений в нижнепермских и каменноугольных отложениях выявили резкое различие гидродинамической обстановки внешней и внутренних зон Прикаспийской впадины. Если во внешней зоне все давления оказались близкими к нормальным гидростатическим, то во внутренних

**Гидродинамические данные по скважинам подсолевых отложений
юго-западной части Прикаспийской впадины**

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Глубина замера, м	Пластовое давление, МПа	Пластовая температура, °C	Плотность воды в нормальных условиях, кг/м³	Минерализация воды, г/л	Напор, приведенный к отметке – 4591 м (в м)
		Абсолютная отметка замера	Коэффициент аномалийности		Плотность воды в пластовых условиях, кг/м³		
Краснохудукская, 1	3324 – 3370	<u>3297</u> 3300	<u>41,2</u> 1,27	98	<u>1081</u> 1047,4	92,3	1019
Восточно-Шарнугтская, 1	2884 – 2950	<u>2883</u> 2777	<u>31,7</u> 1,12	80	<u>1183</u> 1150,8	247,1	633
Смушковская, 3	3236 – 3295	<u>3239</u> 3241	<u>35,5</u> 1,12	90	<u>1071</u> 1041	87,7	503
Листинская, 1	2719 – 2760	<u>2722</u> 2629	<u>28,7</u> 1,08	73	<u>1170</u> 1143,9	236,6	493
Царынская, 2	3564 – 3580	<u>3572</u> 3559	<u>38,2</u> 1,09	103	<u>1149</u> 1100,8	229,7	427
Чарлактинская, 2	2478 – 2480	<u>2465</u> 2456	<u>26,5</u> 1,1	72	<u>1186</u> 1156,9	277,4	464
Карасальская, 1	2886 – 2964	<u>2896</u> 2780	<u>30,7</u> 1,08	75	<u>1156,1</u> 1128,8	234	528
Чкаловская, 1	4638 – 4600	<u>4600</u> 4591	<u>87,3</u> 1,93	130	<u>1171,4</u> 1116,7	242,4	4311
Кануковская, 101	2747 – 2758	<u>2740</u> 2627	<u>28,5</u> 1,06	63	<u>1143,0</u> 1126,7	217,2	479
Астраханская, 72	4155 – 4140	<u>4147</u> 4156	<u>62,5</u> 1,54	112	<u>1042</u> 991,6	65	2252
Ашунская, 2	3720 – 3741	<u>3730</u> 3739	<u>38,4</u> 1,05	101	<u>1101</u> 1041	150	310
Южно-Астраханская, 10	4448 – 4423	<u>4400</u> 4406	<u>48,6</u> 1,13	131	<u>1049</u> 1009	70	608
Южно-Плодовитинская, 3	4803 – 4792	<u>4600</u> 4465	<u>47,0</u> 1,04	94	<u>1133</u> 1093	182,6	395

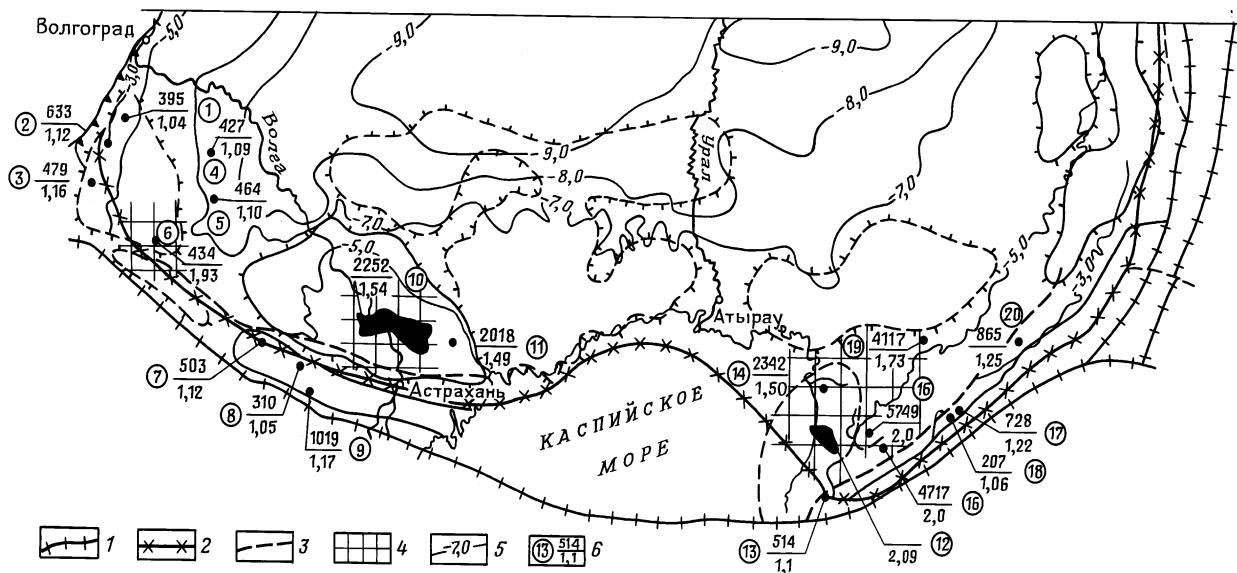


Рис. 25. Схематическая гидродинамическая карта подсолевых отложений юга Прикаспийской впадины (составили В.П. Ильченко, Ю.Г. Гирин, 1991):

1 — граница южной части Прикаспийской впадины, 2 — граница распространения пермской соленосной формации, 3 — гидравлический барьер, 4 — зона развития АВПД, 5 — изогипсы поверхности подсолевых отложений, 6 — в кружочке — индекс площади; в числите — значение приведенного напора, в знаменателе — коэффициент аномалийности. Площади: 1 — Южно-Плодовитинская, 2 — Шарнутская, 3 — Кануковская, 4 — Царицынская, 5 — Чарлактинская, 6 — Чкаловская, 7 — Смушковская, 8 — Ашунская, 9 — Красно-Худукская, 10 — Астраханская, 11 — Кордуан, 12 — Тенгиз, 13 — Южная, 14 — Пустынная, 15 — Маткен, 16 — Елемес, 17 — Тортай, 18 — Равнинная, 19 — Биикжал, 20 — Уртатау — Сарыбулак

**Гидродинамические данные по скважинам подсолевых отложений
юго-восточной части Прикаспийской впадины**

Площадь, номер скважины	Интервал перфорации, м	Глубина замера, м	Пластовое давление, МПа	Пластовая температура, °C	Плотность воды в нормальных условиях, кг/м ³	Минерализация воды, г/л	Напор, приведенный к отметке – 5550 м (в м)
		Абсолютная отметка замера	Коэффициент аномальности		Плотность воды в пластовых условиях, кг/м ³		
Елемес, 1	5207–5214	3945 3957	85 2,0	102	1061 1027	87	4717
Маткен, 16	5156–5165	5185 5207	107,5 2,1	124	1064 998	88,3	5749
Биикжал, СГ-2	5657,5–5678	5600 5500	94,8 1,73	120	1016 980	21,6	4117
Уртатау – Сарыбулак, 9	2865–2877	2869 2779	35,1 1,25	73	1029 995	38,9	865
Молодежная, 3	2504–2515	2509 2499	26,5 1,08	78	1106 1080	148	294
Равнинная, 7	3254–3262	3258 3275	33,8 1,06	93	1061 1018	87	207
Тортай, 25	2915–2920	2917 2891	35,6 1,22	86	1125 1080	166,3	728
Тортай, 26	3090–3095	3093 3066	33,4 1,1	93	1125 1080	166,3	387
Пустынная, 22	3943–3945	3944 4000	62,4 1,59	87	1200 1096	321	2342
Кордуан, 52	4186–4197	4191 4212	61,1 1,49	107	1095 1023	123	2018

районах подсолевые отложения в большинстве случаев характеризуются АВПД. Зоны развития нормальных гидростатических давлений (K_a до 1,3) развиты на площадях Тортай, Уртатай – Сарыбулак, Молодежная, Южно-Плодовитинская, Царынская, Чарлактинская, Кожасай, Восточный Тортколь, Си-нельниковская, Алибекмода, Алибек, Жанажол. В надсолевых мезозойских отложениях Прикаспийской впадины давления также близки к нормальным гидростатическим.

По периметру Прикаспийской впадины граница между нормальными и аномальными пластовыми давлениями отбита по нескольким пересечениям (рис. 26): Карасальскому, Ново-никольскому, Краснокутскому, Кенкиякскуму, Тенгизскому, Астраханскому. Как правило, граница эта смешена во внутреннюю зону и находится в 10–15 км от бортового уступа. На севере ее положение еще не установлено. На восточном борту Прикаспийской впадины территория распространения АВПД вытянута в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км от структуры Северный Аккудук на севере до площади Боржер на юге. Кроме указанных структур аномально высокие давления установлены здесь на месторождениях и площадях Акжар Восточный, Аккудук, Арансай, Бактыгарын, Бозоба, Кенкияк, Кумсай, Карапулельды, Каратюбе, Курсай, Киндысай Северный, Лактыбай, Терешковская, Шубаркудук.

На восточном борту синеклизы в пределах территории с АВПД наблюдается погружение каменноугольных карбонатных пород и увеличение мощности нижнепермских подсолевых отложений в направлении с северо-востока на юго-запад. Каменноугольные образования с толщиной 180–500 м встречаются на северной (Аккудук, Северный Аккудук), восточной (Бактыгарын, Кенкияк, Кумсай) и юго-восточной (Лактыбай) окраинах. На остальной территории развиты нижнепермские терригенные отложения мощностью от 230 до 850 м.

Рассматривая особенности гидродинамики окско-нижнебашкирского водоносного комплекса, Н.В. Клычев (1991) пришел к выводу о существовании в пределах западного обрамления Прикаспийской впадины двух противоположно направленных потоков: инфильтрационного и элизионного. Причем подвижное равновесие на линии встречи потоков находится далеко за пределами Прикаспийской впадины – на юге Воронежской антеклизы, что соответственно расширяет область нефтегазонакопления.

В подсолевых отложениях существуют резкие перепады приведенных давлений на коротких расстояниях. Это предо-

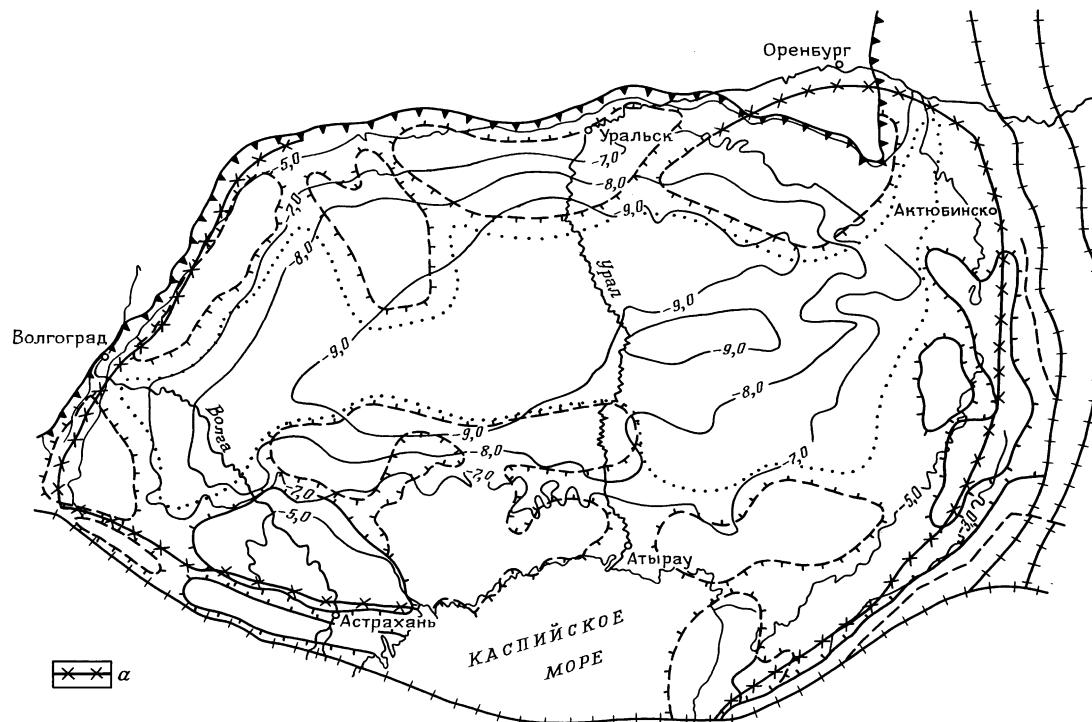


Рис. 26. Схематическая граница распространения гидравлического барьера в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (по Л.А. Анисимову, 1988; В.П. Ильченко, 1993):

‡ — гидравлический барьер. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

пределяется прежде всего сохранением избыточных давлений, создаваемых в процессе тектогенеза. Сохранение резких перепадов давлений свидетельствует о плохой гидродинамической связи внутри комплексов вследствие значительного изменения коллекторских свойств пластов. В общем для палеозойских подсолевых гидродинамических систем характерна тенденция к элизионному движению вод из глубинных зон. По мнению Л.А. Анисимова (1988), существует гидравлический барьер, который разделяет водонапорные системы перми и карбона по периметру Прикаспийской впадины.

В настоящее время существуют в основном две противоположные точки зрения на движение глубокозалегающих вод. Детальный анализ их дан В.И. Дюниным (1981). Сторонники первой считают, что питание подземных вод осуществляется в пределах горно-складчатых областей или по периферии артезианских бассейнов, откуда подземные воды движутся к региональным базисам дренирования, преодолевая расстояния в сотни и тысячи километров. В соответствии со второй точкой зрения влияние периферии гидрогеологических бассейнов практически не сказывается на движении глубинных вод, которое определяется внутренними факторами, главным из которых является уплотнение осадочных пород под действием геостатического давления, а выжимаемые при этом воды движутся из глубоких погруженных частей. (Эти выводы являются доминирующими для глубинной нефтегазовой гидрогеологии).

Многочисленные фактические данные по Предкавказью и Прикаспийской впадине свидетельствуют о пассивной роли гидродинамики. Рассчитанные многими исследователями в 60 – 70-е годы скорости движения глубинных вод оказались гипотетичными и малодоказательными. По крайней мере в Предкавказье и Прикаспийской впадине не имеется убедительных доказательств существования зон разгрузки глубокозалегающих седиментогенных вод. Факт наличия горизонтального положения газо(нефте)водяных контактов практически у всех мезозойских месторождений Предкавказья – убедительный факт пассивной роли гидродинамики, застойности недр. Наличие мощных зон АВПД в подсолевом гидрогеологическом этаже Прикаспийской впадины, развитие седиментогенных вод в бортовых частях впадины – также свидетельство отсутствия активной динамики вод нижнего гидрогеологического этажа.

Анализ показывает, что в Прикаспийской впадине существуют "блоковые гидродинамические поля", которые соответ-

ствуют "блоковой тектонике". Гидродинамические особенности каждого поля следует рассматривать автономно (отдельно).

Отсюда следует, что ореолы влияния скоплений углеводородов как по горизонтали, так и по вертикали будут полностью контролироваться залежами нефти и газа.

3.5.1. А҃сәÑ Ç өéÑёéäöçöř ńaÑêéÉöéäéńäööëääř ेÅööäř Äř

Многие исследователи признают, что в Прикаспийской впадине главной причиной возникновения АВПД в подсолевых отложениях является гравитационное сжатие пород под воздействием возрастающего веса вышележащей толщи пород и скорости накопления этой толщи. Скорость накопления солевых и надсолевых отложений во впадине почти в 2 раза превышает скорость накопления подсолевых осадков.

Механизм образования АВПД в Прикаспийской впадине представляется следующим. В процессе формирования впадины мощная толща соленосных осадков кунгура, погрузившись на определенные глубины в область высоких температур, подверглась внутренней перестройке и приобрела свойства идеальной покрышки. Соль, как порода, не имеющая скелета, оказывает максимальное давление на нижележащие отложения. Поэтому мощность соли играет значительную роль. Под действием соли и вышележащих пород максимальное сжатие испытывают терригенные и глинисто-карбонатные отложения нижней перми. Напряжение в этой толще усиливается еще тем, что она залегает на жестких уступах карбонатного комплекса карбона, представленного органогенными и рифогенными известняками, степень уплотнения которых ограничена. Благодаря тому, что терригенный комплекс перекрыт надежной соленосной покрышкой, флюиды отжимаются главным образом вниз по разрезу в пористые и проницаемые песчаные и карбонатные породы-коллекторы.

Относительно высокая скорость погружения впадины и соответственно темп отжатия флюидов, а также вертикальные перемещения их вниз в неравномерно пористые и проницаемые карбонатные отложения палеозоя предопределили образование АВПД.

Иными словами, главным механизмом образования АВПД явилось уплотнение подсолевых пород под действием возрастающего в процессе соленакопления геостатического давления в обстановке резко затрудненного оттока элизионных вод. Вертикальному оттоку препятствовал соленосный барьер. Латеральному — громадные размеры впадины, а также

наличие вдоль бортовой зоны геосинклинальных и грабенообразных прогибов, неотектонических блоков, литологических экранов. Все это способствовало формированию в бортовой зоне гидравлического барьера.

А.Е. Гуревич (1985) отмечает, что в нижних, высоколитифицированных частях осадочного чехла преобладающую роль в проницаемости начинает играть трещиноватость. В связи с этим гидравлическая связанность падает по латерали и растет по вертикали. Одновременно растет гидродинамическая автономия отдельных трещинных зон, привязанных пространственно к зонам повышенных неоднородных тектонических напряжений. В первом приближении, по мнению А.Е. Гуревича, в нижних частях разреза поле проницаемости предопределяет "сотовый" характер структуры потоков флюидов: избыточное количество флюидов в отдельных латеральных участках слоев удаляется по субвертикальным трещинным зонам.

В природе нет абсолютных флюидоупоров. В.И. Порядин (1984) подчеркивает, что длительность существования системы АВПД в Прикаспии обуславливается, с одной стороны, интенсивностью ее ресурсов за счет притока высоконапорных глубинных флюидов и разнообразных физико-химических процессов и фазовых превращений, с другой – интенсивностью оттока флюидов по краевым бортовым зонам и реже сквозь соленосную покрышку.

Расчеты Г.А. Былевского (1978) показывают, что при существующих вкрест барьера горизонтальных градиентах пластового давления, достигающих 5 МПа/км, и средней проницаемости пород около $0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ латеральная разгрузка подсолевых флюидов не могла обеспечить существенного снижения АВПД в подсолевой толще за прошедшие с кунгурского времени 250 млн. лет. Важным следствием из этой модели развития АВПД в Прикаспийской впадине является вывод о длительном господстве аномально "жестких" барических условий во флюидальных системах ее подсолевых отложений.

На одну из особенностей подсолевой толщи – существование довольно четких гидравлических границ между резервуарами обратил внимание Л.А. Анисимов (1990). По его мнению, помимо соли, которая перекрывает палеозойские отложения, боковую литологическую изоляцию могут обеспечить мощные терригенные толщи, особенно в южной и восточной частях впадины, где она сочленяется с герцинскими складчатыми сооружениями.

Последние научные исследования в Прикаспийской впадине все больше подтверждают сложность глубинного геологии

ческого строения этой территории. Так, например, анализ неотектонического плана, основанный на тщательном дешифрировании космических снимков и изучении современного рельефа (П.Ф. Волчегурский, С.С. Максимов, О.С. Обрядчиков, 1986; Г.Ж. Жолтаев, 1990), выявляет ступенчатое блоковое строение, причем каждый блок делится на микроблоки. Поэтому наличие вдоль прибортовой зоны неотектонических блоков, литологических экранов, геосинклинальных и грабенообразных прогибов, заполненных преимущественно глинистыми отложениями, в значительной степени определило гидродинамические особенности подсолевых отложений. Эти факторы также являются существенной преградой для латеральной миграции флюидов из внутренних частей Прикаспийской впадины.

Залежи нефти и газа контролируются водонапорными системами, генетически и гидравлически связаны с последними и могут длительно существовать в определенной гидродинамической обстановке. Метод приведенных давлений – основной, используемый при гидродинамических построениях. Его применение обусловлено необходимостью исключения влияния на построения изменения плотности вод как по площади, так и по разрезу, а также негоризонтального залегания пластов, так как перепады уровней воды в скважинах отражают не только движение воды, но и различия ее плотности и глубин залегания. При слабой динамичности подземных вод, при малых напорных градиентах влияние различной плотности и разной глубины залегания настолько велико, что можно прийти к неверным выводам о движении подземных вод.

Исследования показали различие гидродинамической обстановки внешней и внутренних зон Прикаспийской впадины. Если во внешней зоне все давления близки к нормальным гидростатическим, то во внутренних районах подсолевые отложения в большинстве случаев характеризуются АВПД. По периметру синеклизы граница между нормальными и аномальными пластовыми давлениями смешена во внутреннюю зону и находится в 10–15 км от бортового уступа. На севере ее положение не установлено.

В подсолевых отложениях отмечаются резкие перепады приведенных давлений на коротких расстояниях, что свидетельствует о плохой гидродинамической связи внутри комплексов из-за значительного изменения коллекторских свойств глин вследствие изменения водоупорных свойств покрышек.

Главным механизмом образования АВПД явилось уплотнение подсолевых пород под действием возрастающего в процессе соленакопления геостатического давления, которое сопровождалось генерацией углеводородов. Ранее некоторые исследователи считали, что эти свойства изменяются в результате уплотнения глин. Однако в последних работах указывается, что большое значение для качественного изменения свойств покрышек имеет их прогрессирующее нефтенасыщение (Л.А. Анисимов, 1994) или газонасыщение (Хант и др., 1994). Эта точка зрения учитывает, что положение зоны АВПД обычно соответствует главным фазам нефте- или газообразования. Вертикальному оттоку флюидов препятствовал соленосный барьер. Латеральному – громадные размеры впадины, а также наличие вдоль бортовой зоны геосинклинальных и трапециoidalных прогибов, неотектонических блоков, литологических экранов. Все это способствовало формированию в бортовой зоне гидравлического барьера.

4

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Многогранная проблема исследований гидрогеологических условий формирования и пространственного размещения месторождений УВ наиболее сложная в нефтегазогидрогеологической науке. Каждый серьезный исследователь считал своим долгом внести вклад в эту область знаний, так как от решения именно этой проблемы во многом зависит эффективный направленный поиск залежей нефти и газа, технология прогнозирования скоплений УВ определенного фазового состояния, разработка поисковых критериев (показателей). Назвать всех ученых практически невозможно. Но наибольший вклад внесли: Л.А. Абукова, Б.П. Акулинчев, Л.А. Анисимов, Е.А. Барс, С.Б. Вагин, В.Г. Вершовский, А.Е. Гуревич, Н.А. Еременко, А.С. Зингер, Л.М. Зорькин, Л.Н. Кагченко, А.А. Карцев, А.А. Козлов, В.В. Колодий, В.Н. Корценштейн, Н.М. Кругликов, А.В. Кудельский, В.А. Кудряков, Л.И. Морозов, А.С. Панченко, А.А. Плотников, А.Ф. Романюк, В.П. Савченко, О.И. Серебряков, Э.А. Сианисян, В.Ф. Симоненко, Е.В. Стадник, М.И. Суббота, Ж.С. Сыдыков, В.А. Терещенко, Я.А. Ходжакулиев, В.П. Якуцени.

Автор поставил перед собой цель — на основе проработки нового фактического материала, с учетом последних научных исследований в этой области знаний, а также личных исследований и наблюдений, показать свое видение этой проблемы и внести свою "лепту" в ее решение на примере Прикаспийской впадины.

4.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

В теории органического происхождения нефти и газа наиболее слабо разработан вопрос об эмиграции рассеянных углеводородов из мест своего образования и последующем их концентрировании в залежах. Известно, что генерация (первичная миграция) может осуществляться в форме мельчайших капелек нефти и пузырьков газа по микропорам и микротрещинам. Для образования микрокапелек нефти необходима повышенная (более 1 %) начальная концентрация органического вещества, продуцирующего УВ. Первичный фильтрационный перенос нефти может происходить и в растворе с сжатыми газами. Процесс молекулярной диффузии УВ приводит в основном к выравниванию их концентраций.

На наш взгляд (М.И. Суббота, А.Ф. Романюк, В.Ф. Клейменов, В.П. Ильченко, 1988), более значим гидрогеологический механизм первичной эмиграции УВ. В процессе уплотнения пород выдавливаемая вода механически проталкивает через поры капельки нефти и пузырьки газа. Создается специфическая среда, в которой происходит миграция УВ – и эфузационная, и диффузационная. Но это не главная роль воды. Она переносит растворенные частицы нефти и газа через любые тонкие поры. Сам этот факт известен давно и никем не оспаривается. Нет лишь однозначной оценки масштаба переноса. Например, по расчетам Л.Н. Капченко (1983), объем переносимых водой нефти и газа на этапе первичной миграции недостаточен для формирования крупных залежей. Е.А. Барс (1981) приводит материал, из которого видно, что концентрации ОВ недостаточно высоки, для того чтобы выделить УВ в свободную фазу, в том числе в водорастворенные нефтяные УВ. При фиксируемых низких концентрациях УВ не могут выделиться из воды и сформировать залежи нефти. Более концентрированные растворы нефти в воде встречаются лишь вблизи залежей и свидетельствуют не о формировании залежи, а о ее медленном рассеивании.

Существует представление, что микронефть и газ переносятся в пласт-коллектор поровыми растворами, обладающими повышенной агрессивностью (растворимостью), которая возрастает в несколько раз в микрокапиллярах при давлении более 20 МПа. Опыты, выполненные А.А. Карцевым, О.П. Абрамовой, М.А. Дудовой и Я.А. Ходжакулиевым (1969, 1970) на образцах пород, подтвердили это. Отжатые из глинистых по-

род (водоупоров) поровые растворы более насыщены растворенным ОВ, чем свободные воды примыкающих коллекторов.

Формы связи и фазовые состояния вод подземной гидросфера в значительной мере обусловлены взаимопереходами от одного состояния в другое в зависимости от изменяющихся термодинамических, химических, физико- и биохимических условий (М.И. Суббота, В.Ф. Симоненко, А.А. Карцев, А.Ф. Романюк, В.П. Ильченко и др.). Например, химически связанная вода может переходить в физически связанную и наоборот. Практически все связанные воды могут переходить в свободную (гравитационную) воду. Однако в определенных условиях переход связанной воды в свободное состояние осуществляется через неустойчивое промежуточное переходное состояние. При переходе воды из одного состояния в другое скачкообразно изменяются структура воды и ее свойства. Физически связанная вода, характеризующаяся упорядоченной структурой с плотнейшей гексагональной упаковкой молекул в ближайших к базисной поверхности слоях (монослои) и соответственно высокой плотностью и растворяющей способностью при низкой полярности, при переходе в свободную воду восстанавливает ажурную структуру, состояние жидкого течения и высокую полярность.

В условиях тонкодисперсных минеральных систем переход связанной воды в свободное состояние осуществляется через промежуточное переходное состояние. Под влиянием температуры и давления часть связанной воды преодолевает влияние поверхностных сил базисной поверхности и приобретает состояние жидкого течения, но в условиях тонких капилляров и субкапилляров она все еще испытывает влияние поверхностных сил минеральной системы, распространяющихся по всему сечению тонких капилляров. Такая вода приобретает еще одну модификацию. Она уже не является связанный и еще не свободная. Обладая рыхлой структурой, состоянием жидкого течения и низкой полярностью, она становится агрессивным растворителем, способным растворить практически нерастворимые в свободной воде компоненты. Причем агрессивность вод проявляется только в капиллярной и субкапиллярной системах тонкодисперсных пород, что обусловлено влиянием поверхностных сил на диэлектрические свойства растворов. Снижение полярности резко увеличивает способность воды растворять неполярные соединения, к которым относятся УВ (В.Ф. Симоненко, 1988).

Агрессивность поровой воды тонкодисперсных минеральных систем теоретически можно объяснить тем, что поверх-

ностные силы минеральных систем с развитой удельной поверхностью влияют на структуру воды однонаправленно с повышением температуры. Как известно из экспериментальных исследований, температура выше 100 °С резко снижает полярность воды, увеличивая ее агрессивность вообще и в том числе к неполярным УВ. По данным этих экспериментов (И.С. Галинкер, М.Л. Гавриш, 1967), полярность воды при температуре выше 280 °С снижается до 2. Таким образом, по мнению В.Ф. Симоненко (1988), воды из высокополярного растворителя трансформируются в практически неполярный растворитель.

В процессе фильтрации по субкапиллярной системе тонкодисперсных минеральных систем временно модифицированная агрессивная вода выщелачивает неустойчивые в этих условиях рудные компоненты, органические соединения, микроэлементы, аутигенные минералы. Образованные истинные, равновесно насыщенные в этих условиях растворы движутся в направлении отрицательных градиентов давления, которые создаются в смежных грубозернистых породах или зонах повышенной трещиноватости в собственном массиве тонкодисперсных пород. Однако подобная модификация высокоагрессивной воды является неустойчивой, временной, так как она возможна только в период фильтрации в условиях влияния поверхностных сил минеральной системы. При выходе за пределы тонкодисперсных пород в грубозернистую среду коллекторов, в которой влияние поверхностных сил ничтожно мало, временно модифицированная агрессивная вода, составлявшая основу истинных насыщенных поровых растворов, восстанавливает свойства свободной воды, порождая колossalное перенасыщение эмигрировавших растворов труднорастворимыми в свободной воде компонентами. Время релаксации воды ничтожно мало, тем более в геологическом измерении. В результате на границе двух литологических сред или в зонах повышенной трещиноватости собственно массива тонкодисперсных пород происходит перераспределение и дифференциация компонентов, ранее составлявших поровые растворы. Часть компонентов концентрируется, выпадая в осадок, а органические соединения, плотность которых меньше воды, всплывают за счет гравитации к водоупору. В зонах повышенной трещиноватости, где дифференциация компонентов затруднена, и те и другие выполняют трещины в виде ассоциаций аутигенных минералов, битумов, микроэлементов.

По мнению М.И. Субботы (1985), связанные воды, доля которых в общем балансе вод в породах прогрессивно уве-

личивается с глубиной погружения, играют основную роль транспортирующего агента при эмиграции углеводородов за пределы тонкодисперсных материнских пород.

Известно, что к началу главной фазы нефтеобразования в глинистых породах остается мало свободной и связанный (пленочной, капиллярной и пр.) воды. В этих термодинамических условиях начинается активное выделение химически связанных вод из различных материалов (гипса, монтмориллонита, слюды и др.). Выделившиеся возрожденные воды существенно пополняют объем поровых растворов. Как и освобождающиеся пленочные воды, возрожденные воды приобретают свойство временно модифицированной агрессивности и участвуют в активном первичном переносе УВ.

При уплотнении пород создаются большие поля высоких поровых давлений в глинистых и карбонатных толщах, приводящие при тектонических толчках к их растрескиванию. Открываются временно пути эмиграции флюидов. По этим путям поровые растворы с УВ устремляются в пласты-коллекторы, чему способствуют и высокие температуры больших глубин. Итак, вода является главным "агентом" при переносе в пласты-коллекторы рассеянных в материнской толще УВ. Первичная эмиграция основной массы жидких УВ с водой происходит в главную фазу нефтеобразования. Если по каким-либо причинам в этот период в материнской толще окажется мало воды, процесс первичной эмиграции УВ может заглохнуть. В результате образовавшиеся жидкие УВ останутся в материнской толще.

М.К. Калинко (1988) же считает, что начальная миграция нефти и газа в основном происходит под влиянием градиентов давлений, возникающих при нефтеобразовании в результате увеличения суммарных объемов веществ и поверхностных сил. В природе во всех биохимических процессах огромную роль играет вода (свободная и особенно связанная). С.П. Габуда (1982) отмечает, что молекулы воды в определенных условиях (температура, давление) способны активно взаимодействовать с любыми органическими и неорганическими веществами. Вода вступает во временные связи с самыми разнообразными веществами, даже с инертными газами и гидрофобными веществами. Эта исключительная способность молекул воды образовывать водородные связи с частицами веществ и переносить их, а при повышении концентрации до определенного уровня разделяться (расслаиваться) на отдельные компоненты, несомненно, может играть важную роль в первичном переносе УВ.

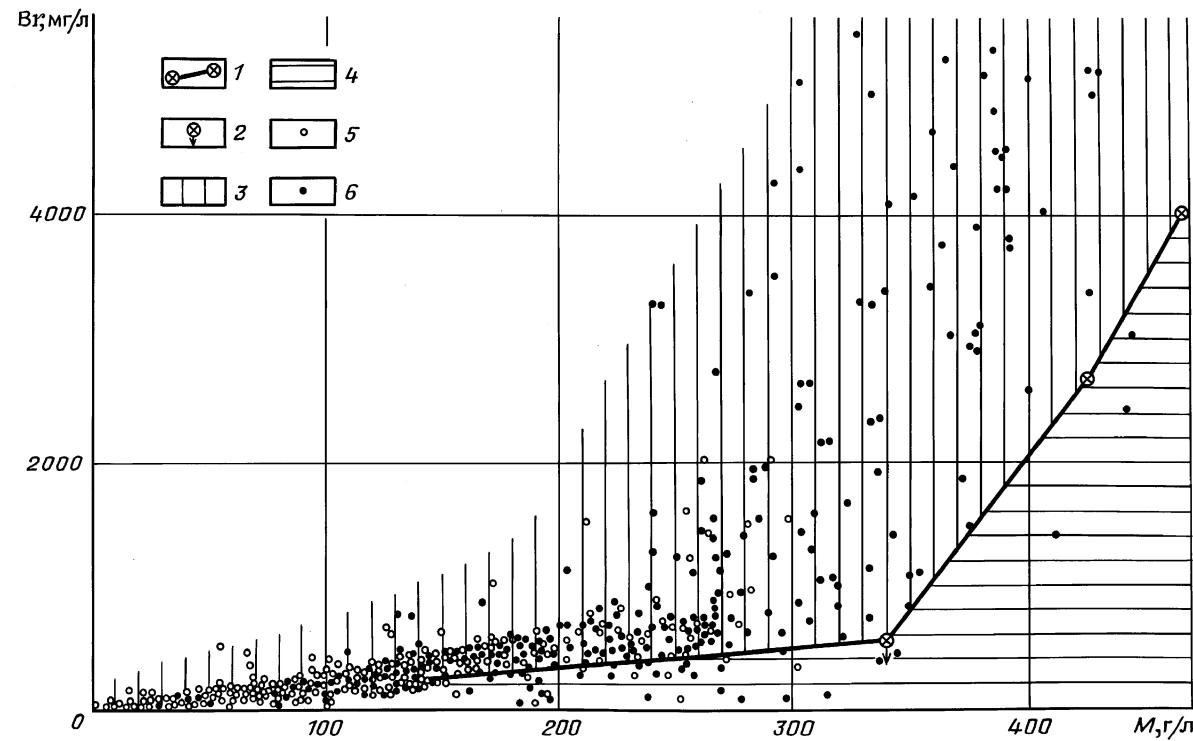
Известно, что содержание брома в подземных водах контролируется минерализацией (А.С. Панченко, 1966; В.П. Ильченко, 1975). Это означает, что основная масса брома унаследована от вод бассейнов седиментации. Л.Н. Капченко считает, что часть брома (до 50–60 мг/л) образуется на стадии катагенеза за счет преобразования ОВ пород. Им выявлена четкая зависимость между содержанием биогенного брома и йода в подземных водах Западной Сибири. Е.А. Барс отметила в Западной Сибири связь повышенного содержания биогенного брома с сапропелевым ОВ пород. Это позволяет использовать повышенную концентрацию биогенного брома для диагностики зон нефтеобразования. Однако этот вывод справедлив лишь для вод невысокой минерализации (до 35 г/л). В рассолах основная масса брома имеет седиментационный генезис. Определить в них долю биогенного брома, по мнению И.К. Зайцева и Н.И. Толстыхина (1972), часто практически невозможно.

Анализ фактических данных по Предкавказью и Прикаспийской впадине показал (рис. 27), что содержание брома в подземных водах зависит прежде всего от минерализации. Концентрации брома и хлорбромный коэффициент не зависят от глубины залегания водоносных комплексов. График зависимости содержания брома от минерализации вод показывает, что точки, как правило, группируются около прямой концентрирования океанической воды. По отношению к этой прямой можно условно выделить зоны вод, обогащенных и обедненных бромом.

Относительно пониженная концентрация брома обусловлена или воздействием инфильтрационных вод, или растворением хлоридных солей, либо воздействием континентальных вод на седиментационные бассейны, где эти воды захоронились. Рядом исследователей доказано, что в соляных озерах бромом обогащаются иловые растворы при увеличении содержания органического вещества в илах. Поэтому можно считать, что дополнительное обогащение вод бромом относительно "прямой концентрирования океанической воды" в основном происходит за счет разложения органических ве-

Рис. 27. Зависимость содержания брома от минерализации подземных вод (составили А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1973, 1990):

1 – кривая содержания брома при искусственном упаривании океанической воды (по И.К. Зайцеву, Н.И. Толстыхину, 1972); 2 – точка выпадения осадка галита (NaCl); 3 – зона вод, обогащенных бромом; 4 – зона вод, обедненных бромом; воды нефтегазоносных комплексов: 5 – Предкавказья, 6 – Прикаспийской впадины



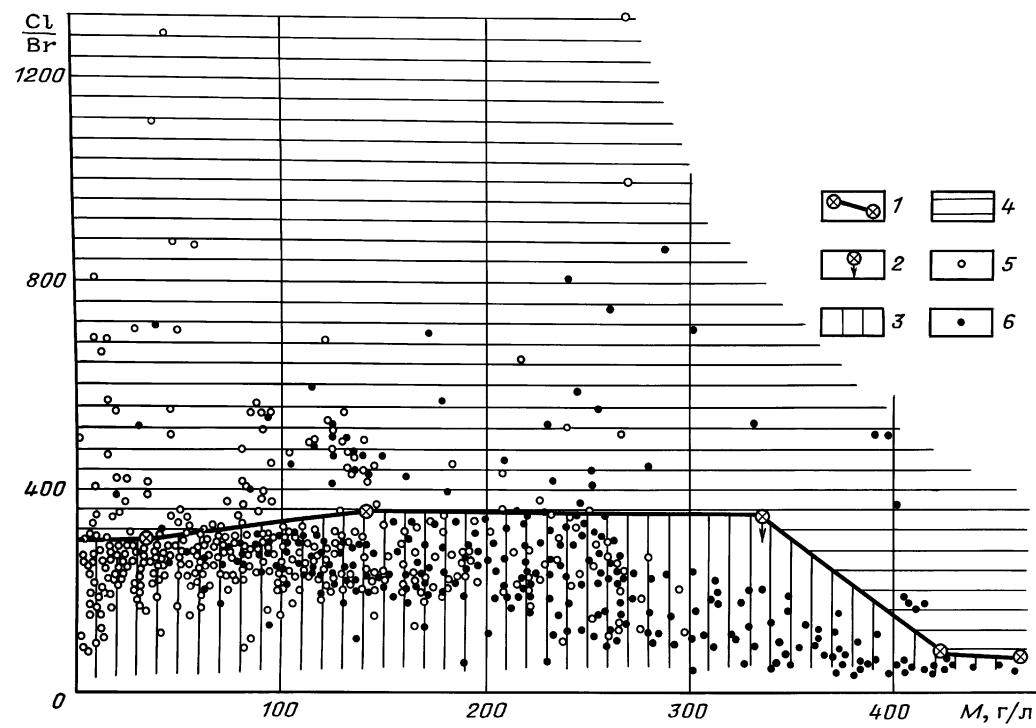
ществ, рассеянных в породах. С этим согласуется распределение брома в водах майкопских, верхнемеловых отложений Предкавказья, кайнозойских и палеозойских отложений Прикаспийской впадины.

Большой интерес представляет распределение хлорбромного коэффициента в водах (рис. 28). Подавляющее большинство значений этого коэффициента меньше 300. По мнению А.П. Виноградова, по хлорбромному отношению подземные воды можно разделить на производные: а) нормальной океанической воды (коэффициент равен 300); б) остаточной рапы морских озер (коэффициент меньше 300); в) растворения отложений хлористого натрия (коэффициент больше 300). Однако такое деление носит весьма условный характер, поскольку не учитывается доля биогенного брома.

Воды Предкавказья и Прикаспийской впадины в значительном числе случаев обогащены биогенным бромом до 30–40 %. Это, естественно, приводит к снижению хлорбромного коэффициента. Значения этого отношения наименьшие для природных вод, обогащенных органическим веществом. Значения хлорбромного коэффициента выше 300 характерны для вод, обогащенных бромом, поэтому вызваны такими факторами, как распределение хлоридных солей, влияние инфильтрационных вод, воздействие континентальных вод на седиментационные бассейны. Определить, какой из этих факторов является решающим, в ряде случаев трудно без тщательного анализа современных и палеогидрологических условий рассматриваемых отложений. Наличие биогенного брома снижает хлорбромный коэффициент. Наиболее существенно это для вод с невысокой минерализацией. Следовательно, низкие значения хлорбромного коэффициента могут указывать на наличие зон генерации УВ.

Отмечается определенная зависимость натрий-хлорного отношения от минерализации (рис. 29). Резкое снижение этого коэффициента характерно для рассолов с минерализацией более 324 г/л и особенно для рассолов с концентрацией солей выше 450 г/л. Объясняется это тем, что минерализация 324 г/л соответствует началу садки галита. Поэтому в

Рис. 28. Зависимость хлорбромного коэффициента от минерализации подземных вод (составили А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1973, 1990):
1 — кривая изменения хлорбромного коэффициента при искусственном упаривании океанической воды (по И.К. Зайцеву, Н.И. Толстыхину, 1972);
2 — точка выпадения осадка галита (NaCl); 3 — зона вод, обогащенных бромом; 4 — зона вод, обедненных бромом; воды нефтегазоносных комплексов: 5 — Предкавказья, 6 — Прикаспийской впадины



Соотношение минерализации, генетических коэффициентов и генезиса вод

Минерализация, г/л	Na/Cl	Cl/Br	Генезис вод
< 100	—	< 300	Седиментогенный
< 100	—	> 300	Инфильтрологенный
100–324	< 0,87	< 300	Седиментогенный
100–324	< 0,87	> 300	Инфильтрологенный
> 324	<< 0,87	<< 300	Седиментогенный
> 324	> 0,87	>> 300	Инфильтрологенный

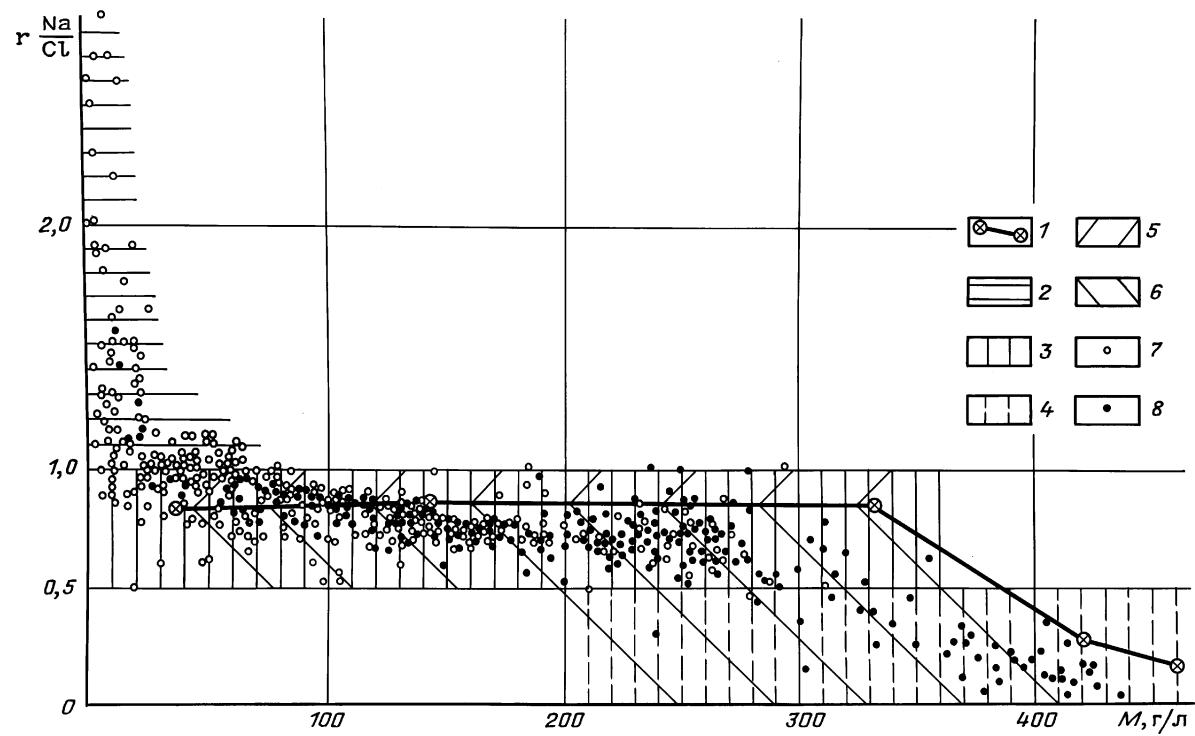
*Прочерк означает отсутствие генетической информативности.

Изложенное подтверждает мнение А.А. Карцева о важной роли генезиса вод, о том, что процессы нефтегазообразования неизбежно сопровождаются образованием йода, брома, аммония, других мирокомпонентов. Поэтому их повышенные концентрации в подземных водах могут использоваться для диагностики зон генерации УВ.

Благоприятные условия с точки зрения образования нефтегазопродуцирующих толщ существовали в Прикаспийской впадине в отложениях докунгурского комплекса. Помимо данных по нефтегазоносности подсолевых отложений на это

Рис. 29. Зависимость натрий-хлорного коэффициента от минерализации подземных вод (составили А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1973, 1990):

1 — кривая изменения натрий-хлорного коэффициента при искусственном упаривании океанической воды (по И.К. Зайцеву, Н.И. Толстыхину, 1972). Зона распространения вод: 2 — гидрокарбонатно-натриевого и сульфатно-натриевого типов; 3 — хлоркальциевого типа с преобладанием хлоридов натрия и калия; 4 — хлоркальциевого типа с преобладанием хлоридов кальция и магния; 5, 6 — повышенных и пониженных значений коэффициента $\Gamma \frac{Na}{Cl}$ относительно линии упаривания океанической воды соответственно; нефтегазоносных комплексов: 7 — Предкавказья; 8 — Прикаспийской впадины



указывают и геохимические особенности. Битумоиды имеют обычно восстановленный характер. Состав ОВ от сапропелевого до сапропелово-гумусового, причем от платформенных районов к внутренним частям впадины происходит увеличение сапропелевых компонентов (данные НВ НИИГГ и ВНИГНИ).

Выше уже отмечалось, что подсолевые отложения Прикаспийской впадины характеризуются сравнительно низким геотермическим градиентом ($15 - 25 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и геотермической ступенью ($40 - 50 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$), однако отдельные районы на юге синеклизы, в частности Астраханский свод, район Мынтаре, имеют аномальное тепловое поле.

Степень превращенности ОВ подсолевых отложений в бортовой зоне Прикаспийской впадины соответствует главной фазе нефтеобразования (по Н.Б. Вассоевичу). Сравнительно низкий геотермический градиент подсолевых отложений компенсируется большими глубинами погружения нижнепермских и каменноугольных толщ и создает благоприятные условия для продуцирования жидких углеводородов, распространение которых можно прогнозировать, по Ю.А. Иванову и В.Б. Сдобову (1988), до глубины 7–8 км.

В процессе преобразования ОВ при погружении пластов горных пород в зоны все более высоких температур и давлений нарастают генерация не только углеводородных соединений, но и сопутствующих им вод. Максимальное количество органогенной воды образуется в нефтегазоматеринских толщах при прохождении ими главных фаз нефте- и газообразования, когда породы значительно уплотнены и обезвожены, в результате чего новообразованные воды максимально обогащаются растворенными нефтяными УВ, органическими кислотами и углеводородными газами.

Масштабы образования органогенной воды в процессе углефикации ОВ и ее влияние на гидрогохимическую обстановку и эмиграцию УВ из нефтегазоматеринских толщ рассматривались нами на примере Восточно-Кубанской впадины Западного Предкавказья и Прикаспийской впадины (В.П. Ильченко и др., 1982, 1993). Причем ориентировочные расчеты показали, что в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины генерировано примерно 200 км^3 органогенной воды. Большая ее часть приходится на южный сектор рассматриваемой территории.

В бортовых частях впадины в ряде случаев зоны генерации совпадают с зонами аккумуляции залежей нефти и газа. Тогда эффект наличия маломинерализованных глубокозалегающих

вод еще контрастнее и может служить надежным поисковым критерием обнаружения скоплений УВ.

О.П. Четверикова (1985) провела исследования по выходу углеводородов из органического вещества палеозойских подсолевых пород этой же синеклизы (табл. 29). Важно подчеркнуть здесь, что количество образовавшейся органогенной воды в целом сопоставимо с количеством образовавшихся УВ.

Расчет коэффициентов выхода УВ из ОВ палеозойских подсолевых пород Прикаспийской впадины (по О.П. Четвериковой, 1985)

Геологический возраст	Градация катагенеза	Элементный состав ОВ, %		Выход продуктов катагенеза по результатам балансовых расчетов, % от ОВ конечной градации				$K_{вж}$	$K_{вг}$
		C	H	Сумма летучих	CO_2	H_2O	CH_4 (без поправки)		
P ₁	MK ₁	71,45	4,68	8,3	5,2	1,7	1,2	0,2	1,1
P ₁	MK ₁₋₂	73,41	5,31	10,6	6,6	2,1	1,5	0,5	1,3
P ₁	MK ₁₋₂	73,11	4,51	12,5	4,8	3,0	2,0	0,4	1,8
P ₁	MK ₁₋₂	72,30	4,65	1,9	1,4	0,1	0,1	0,2	0
P ₁	MK ₁	70,55	4,56	6,1	2,9	0,6	0,4	0,1	0,3
P ₁	MK ₂	73,95	6,35	24,1	15,7	4,3	3,3	0,8	2,8
C ₂	MK ₂	75,42	7,23	31,1	17,1	7,5	5,9	2,0	4,0
C ₂	MK ₂	73,20	6,64	9,4	3,9	2,6	2,4	1,8	1,6
C ₂	MK ₂	74,90	7,10	9,5	4,0	2,6	2,1	1,7	1,0
C ₂	MK ₁	71,17	6,80	15,3	10,6	2,3	1,9	1,5	0,5
C ₂	MK ₁	71,48	6,44	12,1	6,8	2,7	2,1	1,8	0,6
C ₂	MK ₁	71,18	6,32	16,8	11,0	2,9	2,3	0,8	1,9
C ₁	MK ₁	71,27	4,68	7,1	2,8	1,6	1,2	0,3	1,1
C ₁	MK ₂	73,50	4,50	11,9	9,1	1,5	0,0	0,5	0,9
C ₁	MK ₂	74,44	5,08	15,3	11,4	2,2	1,5	0,8	1,3
C ₁	MK ₂₋₃	77,12	5,05	19,3	13,7	3,0	2,0	0,8	1,7

На наш взгляд, роль агрессивной органогенной воды в процессе нефтегазообразования немаловажна. Главный вывод заключается в том, что вода, возникшая благодаря распаду ОВ, насыщается его продуктами и способствует эмиграции УВ в пласт-коллектор.

Иными словами, временно модифицированная вода оказывается одним из наиболее активных химических компонентов, принимающих участие в массопереносе УВ. Поровые и органогенные воды глубокопогруженных зон – основные факторы концепции гидрогеологических основ эмиграции (первичной миграции) углеводородов.

Таким образом, в первичной эмиграции УВ наиболее значим гидрогеологический механизм. В процессе уплотнения

пород выдавливаемая вода механически проталкивает через поры капельки нефти и пузырьки газа. Она переносит растворенные частицы нефти и газа через любые тонкие поры. Создается специфическая среда, в которой происходит миграция УВ – и эффузионная, и диффузионная. Но это не главная роль воды. Такие воды, доля которых в общем балансе вод в породах прогрессивно увеличивается с глубиной погружения, играют основную роль транспортирующего агента при эмиграции углеводородов за пределы тонкодисперсных материнских пород.

В процессе преобразования ОВ при погружении пластов горных пород в зоны все более высоких температур и давлений нарастает генерация не только углеводородных соединений, но и сопутствующих им вод. Максимальное количество органогенной воды образуется в нефтегазоматеринских толщах при прохождении ими главных фаз нефте- и газообразования, когда породы значительно уплотнены, в результате чего новообразованные воды максимально обогащаются растворенными нефтяными УВ, органическими кислотами и углеводородными газами. Роль агрессивной органогенной воды в процессе нефтегазообразования немаловажна. Главный вывод заключается в том, что вода, возникшая благодаря распаду ОВ, насыщается его продуктами и способствует эмиграции УВ в пласт-коллектор.

4.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Изучение условий формирования месторождений нефти и газа является логическим комплексным обобщением основных результатов геологических, геофизических, геохимических и гидрогеологических исследований, позволяющих воссоздать последовательную схему формирования залежей различного углеводородного состава, сохранности или изменения их первоначального облика под воздействием разнообразных природных факторов. Достоверность таких схем в значительной степени определяется полнотой использования имеющейся информации и степенью ее представительности. К сожалению, гидрогеологическая изученность подсолевого комплекса пород Прикаспийской впадины позволяет наметить лишь предварительную схему формирования скоплений УВ, которая по мере поступления новой информации о глубинной гидросфере, несомненно, будет уточняться.

Известны различные классификации процессов миграции нефти и газа. Под миграцией понимается совокупность процессов массопереноса газов, нефти, битумоидов в земных недрах, различающихся движущимися силами, формами, направлениями, масштабами, расстояниями, длительностью перемещений подвижных веществ, а также направленностью физико-химических изменений вещества и фазового состояния УВ. Выделяют миграцию вертикальную и латеральную, или пластовую; первичную и вторичную. Под первичной миграцией понимают перемещение нефти и газа из нефтегазоматеринских пород в прилегающие коллекторы. Этому вопросу был посвящен предыдущий раздел настоящей главы. А под вторичной — перемещение нефти и газа по коллекторским пластам с последующим образованием их залежей. Именно на этом аспекте проблемы гидрологических условий формирования скоплений УВ остановимся ниже.

Знание гидрологических условий формирования залежей УВ помогает, в первую очередь, правильно выбрать поисковые показатели. А.С. Панченко (1985), проанализировав различные точки зрения по этому вопросу (В.П. Савченко, А.Л. Козлов, В.Н. Корценштейн, Л.М. Зорькин, И.К. Зерчанинов, В.И. Ермаков, Е.В. Стадник, Л.Н. Капченко, М.С. Бурштар и др.), разработал пять схем гидрологических обстановок формирования залежей газа и нефти (табл. 30). Причем, по его мнению, в их расшифровке наиболее информативны газогидрохимические показатели.

На основе современных представлений о глубинной гидросфере и нефтегазоносности подсолевых отложений Прикаспийской впадины попытаемся ответить на вопрос: какая из указанных схем наиболее приемлема для рассматриваемой территории?

И.В. Высоцким и В.И. Высоцким (1986) показано, что время миграции УВ при наличии ловушек контролирует время формирования залежей нефти и газа. Причем главный этап миграции УВ определяют исходя из генетической вертикальной зональности нефтегазообразования и геологической истории бассейна. Главные этапы миграции протекают при прохождении породами главной фазы газообразования (ГФГ) и главной фазы нефтеобразования (ГФН). В эти периоды и формируется основная масса залежей УВ соответствующего фазового состояния. Анализ роли и места проявления главных фаз нефте- и газообразования в процессах аккумуляции УВ в различных геологических условиях дан А.С. Панченко (1985).

**Показатели условий формирования залежей углеводородов
(по А.С. Панченко, 1985)**

Схемы гидрологических обстановок формирования залежей	
газа	нефти
Схема 1. Залежи газа сформированы за счет дегазации подземных вод, которые в настоящее время предельно газонасыщены; другими словами, залежи газа расположены в современной зоне газовыделения	Схема 1. Залежи нефти сформированы в результате выделения нефти из подземных вод и находятся в современной зоне нефтеуделения
Схема 2. Залежи газа сформированы за счет дегазации подземных вод, протекавшей в прошлые геологические времена; в палеозое газовыделения остались "материнские" воды, которые вследствие изменения термобарических условий оказались недонасыщенными газами	Схема 2. Отличается от схемы 1 тем, что процессы нефтеуделения проходили в прошлые геологические времена. Залежи находятся в палеозоне нефтеуделения, где остались "материнские" воды
Схема 3. Условия те же, что и в схеме 2, но воды сменились чуждыми водами, из которых газовыделения не происходило	Схема 3. Условия те же, что и в схеме 2, но воды сменились чуждыми, из которых нефтеуделения не происходило
Схема 4. Залежи сформированы за счет дальней струйной миграции газа, внедрившегося в чуждую гидрологическую обстановку	Схема 4. Залежи сформированы при дальней струйной миграции УВ, внедрившихся в чуждую гидрологическую обстановку
Схема 5. Залежи сформированы за счет миграции свободного газа из производящих пород в водонасыщенные коллекторы, где распространены воды, недонасыщенные газом	Схема 5. Залежи сформированы в результате поступления нефти в свободной фазе из производящих пород в водонасыщенные коллекторы

Большинство ученых считают, что ГФГ наступает после ГФН при погружении материнских пород на значительные глубины (4–5 км). По мнению С.Г. Неручева, в тех бассейнах, где проявилась ГФГ, зоны нефтенакопления смещаются вверх относительно зон нефтеобразования вследствие вытеснения нефти газом. В зависимости от количества свободного газа и емкости ловушек в нефтегазоносных бассейнах (НГБ) могут наблюдаться различные масштабы вытеснения нефти газом. Наибольшие масштабы такого вытеснения характерны для бассейнов, в разрезе которых имеются соленосные покрышки. Убедительным примером является Прикаспийская впадина. Здесь в глубокозалегающих отложениях прослеживаются внутренняя зона газонакопления и внешний пояс нефтенакопления. Наиболее характерно он выражен в

восточной и юго-восточной частях синеклизы. Результаты поисково-разведочного бурения в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины показали, что менее 30 % разбуренных структур относятся к нефтегазоносным, остальные структуры водоносные. Это дает основание говорить об избирательном характере направления миграции УВ в бассейне, о вероятности особых путей миграции (по И.В. Высоцкому и В.И. Высоцкому, 1986), определяемых не только структурой проводящей толщи, но и существованием в разрезе каналов максимальной проницаемости. Генерирующиеся в нефтегазоматеринских толщах (НГМТ) углеводородные газы могут растворяться в поровых растворах и затем отжиматься с водой в водоносные горизонты. В тех случаях, когда НГМТ богаты рассеянным органическим веществом (РОВ), генерирующиеся газы до предела насыщают глубокопогруженные водоносные горизонты и формируют свободные газовые скопления. Предельно насыщенные газом пластовые воды встречаются редко, и, следовательно, процесс выделения газа в свободную фазу происходит чаще всего не на месте генерации газа, а в иных структурных условиях при снижении пластового давления, а для глубоких горизонтов – и при снижении температуры от 150–220 до 90–100 °С.

В результате постоянного образования все новых и новых порций углеводородов их разрозненные капельки после достижения мертвотой нефтегазонасыщенной зоны в наиболее крупных порах и трещинах могут слиться в непрерывные струйки в условиях прогрессирующего отжимания поровых флюидов при уплотнении породы. Эти струйки затем перемещаются в сторону пластов-коллекторов.

Генерирующиеся углеводороды нефти очень слабо растворимы в воде, поэтому, попадая в водоносный горизонт, они стремятся к слиянию в гомогенные массы и образованию залежи, как только накопится достаточное их количество. По площади пласта активное преобразование РОВ в нефтяные углеводороды происходит только в пределах разогретых участков НГМТ, подвергавшихся условиям ГФН. В пределах Прикаспийской впадины таковыми являются южные территории. Их границы непостоянны во времени, и при погружении пород площадь очагов постепенно изменяется. По этой причине генерация УВ происходит неодновременно – в прогибах значительно раньше, чем по их бортам. Естественно, что формирование залежей в разных НГМТ будет протекать в разное время (разность во времени достигает десятков и даже миллионов лет).

Иными словами, время образования залежей нефти и газа зависит от времени достижения НГМТ достаточных температур при обязательном сохранении благоприятных гидрологических условий.

По определению Л.Н. Капченко и Н.М. Кругликова (1972), первичная аккумуляция газа и нефти представляет собой процесс воссоединения их микроколичеств вплоть до образования первичных микроскоплений, способных самостоятельно вслывать в водонасыщенном коллекторском пространстве и формировать залежи в ловушках. Таким образом, первичная концентрация является необходимым элементом вторичной (коллекторской) миграции свободной углеводородной фазы путем вслывания углеводородов.

Вторичная миграция углеводородов, формы и виды перемещений УВ по коллекторским породам в значительной степени определяются формами и видами первичной миграции. Кроме того, форма или вид миграции могут частично трансформироваться в другие в связи с изменениями термобарической и гидрологической обстановки недр.

Преимущественная миграция флюидов из погруженных районов Прикаспийской впадины в бортовые зоны, начиная с кунгурского времени, должна была в целом способствовать переходу части первичнонефтяных месторождений в газоконденсатно-нефтяные. Область генерации газообразных УВ приурочена к наиболее погруженным частям впадины, характеризующимся максимальными значениями пластовых температур и давлений.

Исследованиями геохимиков ВНИГНИ (1985) была произведена оценка плотностей эмиграции жидких и газообразных углеводородов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины. Причем установлено, что плотности эмиграции газообразных УВ в южной части территории в 2 раза превышают плотности эмиграции жидких УВ.

Вообще внутренние районы Прикаспийской впадины, особенно тяготеющие к ее южной части, обладают мощным нефтегазогенерирующим потенциалом. Дополнительным источником УВ для насыщения палеозойских резервуаров южных районов синеклизы могли быть миогеосинклинальные обрамления до перехода их в складчатые образования.

На формирование залежей УВ повлияли разные условия развития территории, различные исходные типы ОВ, неодинаковая интенсивность теплового потока, а также качество флюидоупоров, перекрывающих продуктивные горизонты.

В последние годы появились новые представления по рассматриваемой проблеме. Так, проведенный В.С. Шеиным с соавторами (1989) анализ геолого-geoхимического материала с принципиально новых позиций теории тектоники плит позволил прийти к выводу, что в пределах Прикаспийской синеклизы нет единой зоны нефтегазообразования, как предполагалось ранее, а каждая из выделенных плитотектонических структур, по существу, является самостоятельным суббассейном с собственным очагом (или очагами) генерации, со свойственными ему типами ловушек, типами месторождений и залежей нефти и газа.

В Прикаспийском нефтегазоносном бассейне наиболее высоким генерационным потенциалом обладают терригенные отложения пассивных окраин (Биикжальской, Эмбенской и др.), накопившиеся в пределах палеоконтинентальных склонов. Особенности процессов миграции УВ в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины, по Ю.А. Иванову (1989), определялись, главным образом, тремя факторами: 1) наличием замкнутой гидродинамической системы с застойным режимом пластовых вод; 2) существованием региональных наклонов; 3) наличием АВПД. В условиях элизионного бассейна с весьма замедленным движением пластовых вод основным видом миграции являлось гравитационное всplывание УВ, растворенных в воде. Миграция, скорее всего, представляла собой сочетание латеральной и вертикальной составляющих.

Геологические условия подсолевого комплекса – значительные региональные наклоны подсолевых отложений, аномальные давления, возрастающие к центру впадины, развитие размывов, выклинивание толщ, зональность покрышек, тектоническая трещиноватость и разрывные нарушения – способствовали широкому развитию миграции: латеральной (струйной) – вверх по региональным наклонам к бортам впадины и вертикальной – из глубоких подсолевых горизонтов в более высокие и из подсолевых отложений в солевые и надсолевые. Пути вертикальной миграции УВ проходили в трещиноватых породах и зонах нарушений.

Установлено, что на юго-востоке впадины (Приморское поднятие), в западной и северной внутренней прибрежной зоне Прикаспийской впадины, подсолевые карбонатные породы при значениях АВПД 90–100 МПа на глубинах 4500–5000 м разуплотняются и слагают единый резервуар. Имеются данные, что аргиллиты на больших глубинах представляют собой более коллектор, чем покрышку (В.А. Ханин, 1979). Следовательно, миграция УВ имела "ступенчатый" характер,

т.е. сочетала струйную миграцию по пластам и резервуарам и вертикальную, включающую движение по трещинам, разломам и диффузию через покрышки. Рассмотренные условия приводили к миграции УВ в бортовые зоны впадины.

Результаты же исследований А.В. Кудельского (1983) свидетельствуют о значительных масштабах вертикального перемещения УВ, подчиненном характере субгоризонтальной миграции и весьма слабой латеральной подвижности пластовых вод глубоких частей подсолевого гидрогеологического этажа. Снижение пластовых давлений при перемещении растворенных УВ из погруженных зон генерации в бортовые части впадины, в пределы региональных поднятий, приводило к выделению УВ в свободную фазу и формированию залежей.

В своих трудах В.П. Савченко подчеркивал большую значимость струйной миграции, так как после обособления УВ в свободную фазу далее они могут мигрировать лишь путем струйных перетоков.

В условиях северного и восточного борта питание локальных структур нефтью и газом при восходящей латеральной (или вертикальной сквозь пластовой) миграции происходит, вероятнее всего, локализованно, со стороны глубокозалегающих зон синеклизы. Всплытие "пленок" вод пониженной минерализации при этом происходит более широким фронтом, но также в общем случае тяготеет к наиболее проницаемым, более флюидопроводящим зонам. Отсюда следует, что первичные ореолы, связанные с формированием залежей, имеют резко асимметричную форму, вытянутую в направлении регионального погружения слоев. Однако далеко не всегда они будут вскрываться скважинами и осложнять ореолы вторичного происхождения ("положительные и отрицательные", по А.С. Панченко, 1982) вокруг залежей.

Диффузия стремится нивелировать разность минерализации и состава "всплывающих" и пластовых, более минерализованных вод. Поэтому в более древних палеозойских отложениях этот процесс привел к тому, что в приконтурных скважинах подсолевых отложений восточного борта Прикаспийской синеклизы редко можно встретить воды, значительно отличающиеся от фоновых, тогда как в более молодых мезозойских отложениях (например, Предкавказье) различие приконтурных и фоновых вод существенно (А.С. Панченко, В.П. Ильченко, 1976, 1982).

В общем случае весь процесс заполнения углеводородами ловушек следует рассматривать одновременно и как процесс заполнения их низкоминерализованными растворами. Точнее,

прежде чем ловушки заполняются углеводородами, они как бы "промываются" постепенно увеличивающимся по мощности (и неравномерно осолоняющимся снизу) слоем воды пониженной минерализации.

Всплывающие скопления вод пониженной минерализации в локальных структурах оказывают влияние (по Л.Н. Капченко, 1986) на:

минерализацию и состав остаточных вод пластов, заполняемых нефтью или газом;

формирование слоя вод пониженной минерализации непосредственно под ВНК (ГВК);

характер процессов физико-химического взаимодействия в системе нефть – газ – вода – порода в зоне ВНК (ГВК) и изменения состава флюидальной и твердой фазы коллекторов.

На примере глубинных гидрогеологических исследований в Предкавказье, юго-западной и восточной частях Прикаспия можно уверенно утверждать, что мощность слоя вод пониженной минерализации ниже водно-углеводородного контакта от долей первых метров до нескольких десятков метров (В.П. Ильченко, 1976 – 1991).

Элементом, сопутствующим углеводородным газам, является гелий, который генетически с последними не связан и отражает только условия газонакопления и последующего существования залежей УВ. В случае ювенильного происхождения таких газовых скоплений хотя бы отдельные из них должны были сохранить высокие значения изотопных отношений гелия, свойственные глубинной обстановке. Исследованиями Е.Я. Гаврилова и Г.И. Теплинского (1991) таких углеводородных скоплений выявить не удалось.

Более того, в большинстве своем по значениям изотопных отношений гелия они идентичны растворенным газам сопутствующих пластовых вод, что свидетельствует о генетической общности газов, выделившихся в свободную фазу и растворенных в подземных водах осадочной толщи.

Выявление залежи углеводородов с более низким или высоким значением отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ по сравнению с отношениями для газов окружающих залежей или пластовых вод может свидетельствовать о развитии вертикальной миграции газов, сформировавших рассматриваемую залежь. При этом возможна как миграция из более древних погруженных отложений, так и миграция из более глубоких, возможно подкоровых, недр. Ряд исследователей отмечают факт тесной связи аномально высокой гелиеносности природных газов с раскрытыми флюидопроводящими разломами и другими тектоническими нарушениями.

ническими нарушениями. Изучение изотопного состава гелия в таких зонах может помочь при решении вопроса о распространении раскрытой части тектонических нарушений и миграции по ним подземных флюидов. Несколько слов о физико-химическом влиянии залежей углеводородов на подстилающие их воды. Уже на путях восходящей миграции вод пониженной минерализации они вступают во взаимодействие с породами из-за нарушения равновесия между пластовой водой и породой, установившегося до этапа поступления водно-нефтегазовых восходящих систем. Выделение маломинерализованных конденсационных, солюционных и органогенных вод при восходящей миграции УВ и в локальных структурах способствует сохранению агрессивного потенциала этих вод по отношению к минералам порового пространства. Помимо пониженной общей минерализации восходящие низкоминерализованные растворы обогащены гидрокарбонатами, сульфатами щелочных и щелочноземельных металлов, растворенной двуокисью углерода и часто имеют щелочную реакцию. Они способствуют растворению труднорастворимых минералов (карбонатов, силикатов, кремнезема и других окислов), перекристаллизации и метасоматическому замещению минералов. К сожалению, не исследована кинетика этих процессов. Можно лишь наметить наиболее вероятные тенденции в их эволюции. Поскольку, по последним данным С.Г. Неручева, Е.А. Рагозиной, А.В. Бочкирева и др., процесс нефтегазообразования и отдачи углеводородов в коллекторы в зонах генерации УВ идет импульсивно, скачкообразно по достижении определенных интервалов глубин, очевидно, также относительно быстро происходит формирование первичных скоплений и их объединение в более крупных локальных структурах путем восходящей миграции. В силу этого агрессивный потенциал вод пониженной минерализации на путях их восхождения и при заполнении нефтью (газом) ловушек может реализовываться только частично, а основная его часть реализуется после полного или частичного заполнения ловушки в более длительный этап консервации залежей непосредственно под залежью с формированием слоя разуплотненных пород. Это в полной мере увязывается с литологическими данными по зонам ВНК (ГВК) (Р.С. Сахибгареев, 1984).

Остановимся подробнее на гидрогеологических особенностях условий формирования Астраханского, Карагачанакского и Тенгизского месторождений.

По А.Н. Кондратьеву, Г.Н. Молодых, Н.И. Немцову (1987), развитые в пределах Астраханского свода и Каратон-Тенгиз-

ской зоны поднятий мощные карбонатные толщи верхнего девона – среднего карбона, содержащие ОВ сапропелевого типа, в процессе своего погружения не достигли глубинной зоны газообразования, следовательно, они генерировали преимущественно жидкие УВ. В зону интенсивной генерации и эмиграции жидких УВ эти отложения погрузились в юрско-меловое время, что привело к формированию нефтяных палеозалежей в пределах Астраханского свода и Каратон-Тенгизской зоны поднятий.

Сформировавшийся в послекунгурское время в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины элизионный гидродинамический режим способствовал миграции газообразных УВ из внутренних прогнутых частей впадины к ее бортам. Наиболее интенсивный подток газообразных УВ происходил в сторону Астраханского свода из Сарпинского прогиба, выполненного мощными, преимущественно терригенными толщами средне-верхнего палеозоя, находящимися в условиях позднего катагенеза. В результате пластовая система Астраханского свода оказалась высокогазонасыщенной.

В отличие от Астраханского свода в Каратон-Тенгизскую зону поднятий поступало значительно меньшее количество газообразных УВ со стороны внутренних частей впадины. Видимо, это связано с пологими углами наклона средне-верхнепалеозойских отложений в этой части региона и, главное, менее жесткими термобарическими условиями, что ограничивало масштабы генерации и миграции именно газообразных УВ.

Проведенные гидрогеологические исследования (В.П. Ильченко, М.П. Гудырин, А.В. Бочкирев, 1992) свидетельствуют о том, что нефтяная залежь Тенгизского месторождения будет подстилаться водами пониженной минерализации (150–170 г/л) по отношению к фоновым водам этих отложений (250–280 г/л). Опреснение обусловлено влиянием конденсационных вод, выпадающих на контакте залежи в процессе струйной (ступенчатой) миграции газообразных УВ из глубокозалегающих толщ, а также геохимическими процессами, происходящими на контакте с залежью.

Различные масштабы выделения ВРГ в свободную фазу, в зависимости от активности восходящих тектонических движений на новейшем этапе геологической истории, послужили основной причиной раздельного формирования залежей нефти и газа. Интенсивные восходящие неотектонические движения в пределах Астраханского свода привели к выделению из пластовых вод подсолевого комплекса значительного ко-

личества газообразных УВ. В результате произошло переформирование Астраханской нефтяной палеозалежи в газоконденсатную. В пределах Каратон-Тенгизской зоны поднятий, не испытавшей интенсивных неотектонических движений, фазовое состояние нефтяных залежей (в частности, Тенгизской) не изменилось. Лишь в ее северной части (Приморский вал), испытавшей в новейшее время вздымание, произошло частичное переформирование нефтяных палеозалежей в нефтегазовые.

Некоторые исследователи (А.А. Аксенов, А.А. Голов, Л.Г. Кириюхин, В.В. Пайразян, А.А. Размышляев) интенсивный подток газообразных УВ в Астраханское месторождение связывают с поступлением углеводородов в кайнозойскую эру за счет выделения растворенного в пластовых водах газа в свободную фазу во время инверсионных движений, амплитуда которых достигала 400 м. Этот вывод основан на том, что высокая минерализация и газонасыщенность пластовых вод, даже при сравнительно малой амплитуде инверсии, обусловили возможность выделения в свободную фазу большого количества газа, значительно превышающего его разведанные запасы. Детальные глубинные гидрологические исследования в юго-западной части Прикаспия (А.С. Зингер, Г.С. Долгова, О.И. Серебрякова, В.П. Ильченко и др.) ставят под сомнение это утверждение, так как установлено: 1) в подсолевых отложениях развита гидрогохимическая инверсия, т.е. с глубиной минерализация вод не возрастает, а, наоборот, убывает; 2) современная фоновая газонасыщенность пластовых вод подсолевых отложений далека от предельной (дефицит упругости составляет 50–30 %). Таким образом, на наш взгляд, роль водорственных газов в формировании Астраханского ГКМ явно преувеличена.

Иной точки зрения придерживаются О.К. Навроцкий, Д.Л. Федоров, И.И. Сидоров, Г.П. Былинкин (1983). Они считают, что формирование Астраханского ГКМ могло происходить за счет газообразных и жидких углеводородов сингенетических РОВ подсолевых пород Астраханского свода, генерированных в конце ГФН и начале ГФГ (стадии МК3 – МК4). Этот вывод, по их мнению, подтверждается тем, что потенциальный объем ловушки Астраханского свода заполнен УВ только на 10 % и именно в пределах того количества, которое могло обеспечить РОВ подсолевых отложений самого свода.

На условия формирования Караганакского месторождения существуют две точки зрения:

- 1) залежь УВ отражает ее первичный характер (не связанный с переформированием нефтегазовых накоплений);
- 2) залежь УВ отражает ее вторичный характер (за счет растворения в газе части бензинокеросиновых фракций нефти).

Первой точки зрения придерживаются ученые НВ НИИГГ. Анализ качественных характеристик битумоидов пород Караганакского месторождения, а также соотношений объемов генерированных и аккумулированных в залежи УВ и состава конденсата показал, что формирование месторождения произошло по первой схеме с образованием нефтяной оторочки конденсатного генезиса.

По мнению ученых ВНИГНИ, генезис Караганакского месторождения носит вторичный характер. В качестве доказательства приводятся физико-химические характеристики, в том числе и изотопные, газов и конденсатов и конденсатный фактор.

Анализ выявленной нами гидрогеологической обстановки в пользу первой модели. Во-первых, блоковое строение рассматриваемого поднятия определило превалирующую роль вертикальной миграции флюидов. Продуцируемые средневерхнедевонскими отложениями УВ поступали вверх по разрезу. При их миграции выпадали конденсационные воды, которые в совокупности с возрожденными и органогенными водами распресняли седиментогенные воды фаменских отложений Караганакского поднятия. Во-вторых, зафиксированная Л.Д. Тальновой (1993) на месторождении первоначальная гидрохимическая зональность полностью контролируется тектоническими нарушениями и литологическим фактором. Воды, приуроченные к верхнедевонским отложениям, оказались запечатанными между тремя нарушениями, которые явились экраном на пути продвижения девонских вод и более активного распреснения седиментогенных нижнекаменноугольных вод.

Таким образом, особенности процессов миграции УВ в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины определялись тремя факторами: а) наличием замкнутой гидродинамической системы с застойным режимом пластовых вод; б) существованием региональных наклонов; в) наличием аномально высоких пластовых давлений.

И.В. Высоцкий и В.И. Высоцкий (1986), рассмотрев в совокупности все стороны проблемы формирования нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений мира, пришли к выводу, что основной формой латеральной миграции УВ яв-

ляется миграция под влиянием архимедовой силы по сложно разветвленной сети порового пространства.

Результаты проведенной нами обработки значительного фактического материала, а также результаты непосредственных глубинных гидрогеологических исследований в Прикаспийской впадине находятся в полном соответствии с точкой зрения вышеуказанных ученых. Причем вертикальная миграция – обязательный спутник латеральной миграции. Одни исследователи признают вертикальную миграцию УВ только по разрывам регионального развития, вторые – по разрывам локального (в пределах локальных структур) развития и, наконец, третьи – только по трещинным каналам (площадную). Хотя, вероятнее всего, в Прикаспийском нефтегазоносном бассейне проявляются все названные виды миграции.

4.3. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Крупные нефтегазоносные зоны и в их пределах гигантские нефтяные, газоконденсатные и газовые залежи встречаются сравнительно редко. Для их формирования и тем более для длительного сохранения необходимы благоприятные гидрогеологические условия.

Формируются зоны крупных нефтегазонакоплений прежде всего в таких осадочно-породных бассейнах, в разрезе которых нефтегазоматеринские породы содержат повышенные количества ОВ и которые залегают в температурных интервалах главной зоны нефтеобразования или нижней зоны газообразования. Должны быть достаточно большая нефтегазосборная площадь и благоприятная региональная структурная поверхность пластов, способствующая гравитационному раслоению флюидов в пластах-коллекторах и накоплению углеводородов в условиях затрудненного водообмена недр с дневной поверхностью. Как видим, гидрогеологическая обстановка играет важнейшую роль в формировании зон нефтегазонакоплений.

Гидрогеологическая среда, благоприятная для обнаружения залежей нефти и газа, в общих чертах достаточно хорошо изучена. Этого нельзя сказать о крупных зонах нефтегазонакопления.

Многолетний опыт гидрогеологических исследований (А.Ф. Романюк, М.И. Суббота, В.П. Ильченко, 1985) на терри-

тории Прикаспийской впадины, Волго-Уральской нефтегазоносной области, в Предкавказье, а также на Украине и в Средней Азии позволил сделать определенные выводы о необходимых гидрогеологических обстановках, при которых могло осуществляться крупномасштабное формирование залежей и их сохранение.

Все крупные зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) формируются в осадочно-породных бассейнах, имеющих большую площадь (сотни тысяч и миллионы квадратных километров) и мощность осадочного покрова (обычно 3–10 км). Значительная площадь и глубина погружения препятствуют глубокому проникновению от внешних областей питания инфильтрагенных вод на всех этапах (инфилтратационных и элизионных) развития бассейна.

Крупные зоны формируются и сохраняются при условии наличия регионально протяженных водоупорных толщ достаточной мощности, способной удерживать давления больших запасов УВ. Наилучшими водоупорами являются эвапоритовые отложения, состоящие преимущественно из галитовых пород с небольшими прослойками гипсов и ангидритов, а также протяженные глинистые толщи, часто являющиеся одновременно нефтематеринскими породами. Карбонатные водоупоры менее надежны, так как их трещиноватые участки превращаются в коллекторы. Следует обратить внимание на тот факт, что региональные эвапоритовые и глинистые водоупоры по мере их погружения в зону повышенных температур и давлений постепенно меняют свои качества.

Слабо уплотненные глинистые породы легче пропускают через себя отжимаемые при погружении поровые растворы и УВ. На определенном этапе уплотнения, когда влажность глинистых пород сильно сокращается до некоторой критической величины, глинистые породы приобретают максимально высокие флюидоупорные свойства (по-видимому, это происходит в пределах ГЭН). Но затем, при дальнейшем погружении и нарастании горного давления, влажность глин еще больше уменьшается – и они теряют пластичность, становятся хрупкими, при тектонических напряжениях растрескиваются и постепенно теряют на какое-то время достаточно надежные свойства флюидоупоров, но затем вода замещается УВ, образуя зоны АВПД. Видимо, поэтому большинство крупных и гигантских залежей нефти и газа выявлено на глубинах, не превышающих 4 км.

Эвапоритовые водоупоры на больших глубинах становятся еще более пластичными, чем на малых глубинах, и при тек-

тонических сжатиях или растяжениях легко нарушают благоприятную форму структурной ловушки и часто не могут удерживать крупные залежи УВ. В региональном же плане в целом эвапоритовые водоупоры являются непревзойденными экранами для формирования крупных ЗНГН.

Крупные залежи сохраняются только в осадочно-породных депрессионных бассейнах, тектонически слабо нарушенных (имеются в виду нарушения, затрагивающие в первую очередь осадочный слабометаморфизованный чехол). На тектонически ослабленных сбросами и надвигами орогенных участках депрессионных бассейнов крупные ЗНГН и залежи сформироваться не могут. Если же крупные залежи образовались до активизации тектонических движений, они неминуемо будут разрушены, и тогда возможно сохранение лишь мелких или средних по запасам залежей УВ.

Существует представление о том, что залежи УВ формируются за счет выделения газа и нефти из воды при снижении пластового давления и температуры. Снижение уровня термобарических условий происходит при латеральном подъеме отжимаемых из глинистых пород элизионных вод в верхние части коллекторского горизонта, где излишки водорастворенных газов и нефти выделяются в свободную фазу и образуют залежи. Отсюда делают вывод, что крупные запасы УВ формируются вблизи мощных зон разгрузки пластовых вод.

При этом часто не учитывается следующее обстоятельство. Отжим основной массы седиментационных вод из глинистых отложений завершается на глубинах до 1,5–2 км от поверхности, т.е. в интервале разреза, расположенного выше ГЗН. Следовательно, основная масса содержащихся в глинах поровых растворов будет отжата в коллекторы и оттеснена по ним в верхние зоны (где может произойти выделение излишков растворенной нефти в свободную фазу). В этот период в воде содержится мало новообразованных жидких УВ. С этими элизионными водами может быть перенесен лишь метан ранней (верхней) фазы газообразования, способный накопить относительно небольшие залежи газа биохимического генезиса.

Из этого следует, что основная масса генерирующего метана и практически вся нефть, если принять концепцию первичного переноса УВ водой, должны быть отжаты из НГМТ со сравнительно небольшим количеством воды (состоящей из поровых растворов, органогенной воды, возрожденных вод) в период прохождения ГФН и нижней фазы газообразова-

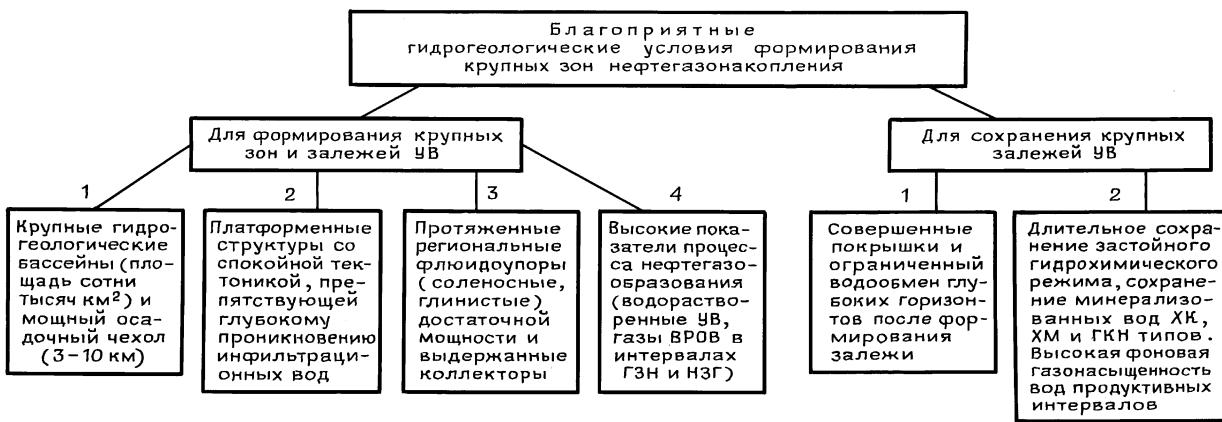


Рис. 30. Систематизация гидрологических условий, необходимых для формирования крупных зон нефтегазонакопления и длительного хранения

ния. Учитывая фактически низкую растворимость нефти в воде и более высокую растворимость метана, малый объем отжимаемых вод, можно отметить, что значительная часть нефти и газа, видимо, мигрировала из НГМТ в пласт-коллектор в растворе с поровой водой. В этом случае необходимо принять концепцию В.Ф. Симоненко об "агрессивно-растворяющих" свойствах поровых вод, проявляющихся на определенной стадии развития осадочно-породного бассейна при достижении высоких термобарических условий, и считать, что одна часть генерирующейся нефти переносится из НГМТ в капельно-свободной фазе, а другая – в газовом растворе. Однако миграция нефти из материнской толщи в капельно-жидком виде редко наблюдается даже в условиях современного активного генерирования жидких УВ в молодых нефтематеринских толщах. Более того, если нефтематеринская толща сильно обогащена ОВ (например, "баженовская или баталпашинская свита"), образовавшаяся капельно-жидкая нефть иногда может не покинуть пределы глинистой материнской толщи. Она собирается в ней же во вторично возникших трещиноватых зонах в виде обособленных и хорошо изолированных залежей.

Таким образом, разработанные теоретические гидрогеологические модели и механизмы формирования, а также выявленные закономерности пространственного размещения залежей УВ базируются на осадочно-миграционной теории их происхождения и эволюционно-динамическом учении о нефтегазоносности осадочно-породных бассейнов.

Если для длительного сохранения небольших и средних залежей нефти и газа необходимы специфические благоприятные геологические и гидрогеологические условия, то для сохранения гигантских залежей, какие имеются в Прикаспийской впадине, необходима особая обстановка региона без активных тектонических изменений структуры бассейна, сопровождающихся крупными разрывами, нарушающими проницаемость водоупора (рис. 30). В этом случае необходимо длительное сохранение спокойного гидродинамического режима даже при формировании на границе платформенного региона горно-складчатого массива, непосредственно примыкающего к крупным нефтегазоносным зонам.

4.4. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРОВОДОРОДОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Повсеместное сопутствие серопроявлений и нефтегазопроявлений настолько сильно подчеркивает значение соединений серы в геохимии УВ, что стало общепринятым представление о парагенезе серы, нефтий и газов. Существует несколько мнений об источниках сероводорода: биогенная сульфатредукция, химическое восстановление сульфатов органическим веществом при высоких температурах, термокатализитическое разложение сероорганических соединений нефти, процессы созревания органического вещества в условиях высоких температур, поступление из мантии и нижней метаморфической оболочки земной коры и другие. Столь широкий диапазон точек зрения обусловлен разнообразием природных условий, в которых встречаются сероводородсодержащие газы, и во многом связан с недостаточной изученностью геолого-геохимических особенностей их генезиса и аккумуляции.

Различные исследователи (Е.С. Бастиан, С. Бишоф, С.Н. Григорьев и другие) отмечали, что при температурах примерно 700 °С метан вступает в реакцию с сульфатом кальция, восстанавливая его до сульфида, и что сероводород является промежуточным звеном при восстановлении сульфатов пород и образовании серы. При температурах от 100 до 150 °С в водорастворенной фазе может происходить восстановление сульфат-иона метаном до сероводорода (схема Энглера – Гефера).

При изучении характера воздействия соединений серы на окружающую среду необходимо произвести оценку агрегатного состояния сероводорода в пластовых условиях. На рис. 31 показана зональность равновесного состояния сероводорода (по Л.А. Анисимову, 1976). В термобарической зоне I высоких температур и низких давлений сероводород присутствует главным образом в газовой фазе. При высоких температурах и давлениях (зона II) сероводород распространен преимущественно в газовых месторождениях. При низких температурах и высоких давлениях (зона III) сероводород преимущественно растворен в нефтях.

Нефтегазоносные бассейны, в пределах которых существуют промышленные скопления свободного сероводородсодержащего газа, известны в разных частях земного шара.

¹Раздел 4.4 написан О.И. Серебряковым.

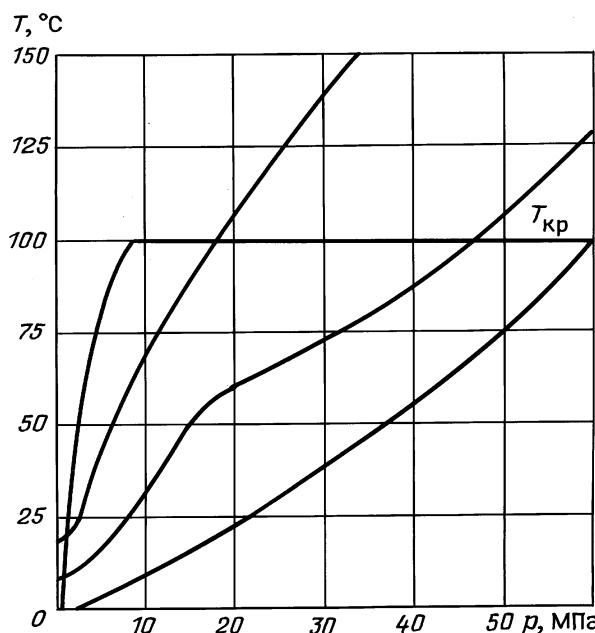


Рис. 31. Зональность равновесного состояния сероводорода (по Л.А. Анисимову, 1976)

Крупнейшими из них являются Примексиканский, Западно-Канадский, Аквитанский. Выявлено сероводородоносность Североморского бассейна, установлены Волго-Уральский и Каракумский сероводородоносные бассейны. В последние годы к ним присоединены Прикаспийская и Печорская впадины. В Прикаспийской нефтегазоносной провинции высококонцентрированные сероводородсодержащие газы обнаружены в подсолевом карбонатном комплексе отложений нижней перми и каменноугольного возраста. Минимальное содержание сероводорода встречено при низких пластовых температурах (50°C). Таковы месторождения Карпенское (1,3 %), Мокроусовское (до 0,9 %), Кенкияк (0,7 %) и др. При увеличении температур концентрация сероводорода увеличивается. Это Копанское (2,3 %), Оренбургское (4,9 %), Караганакское (7 %) месторождения. Максимальное количество сероводорода встречено в зонах, характеризующихся высокими пластовыми температурами, и в особенности при температурах выше 100°C . В Тенгизском месторождении содержание

сероводорода от 8 до 21 % при пластовой температуре 120 °C, в Тажигалинском – до 12 % при температуре 120 °C, в Астраханском – до 25 % при пластовой температуре 110 °C.

В Каракумском нефтегазоносном бассейне термобарические условия изменяются в весьма широких пределах, однако сероводород в газах появляется при пластовых температурах выше 50 °C. При близких значениях температур концентрация сероводорода может значительно изменяться (от 0,008 % на Фарабском до 3 % на Самантепинском месторождении). Наиболее значительные его концентрации (от 2,5 до 5 %) связаны с пластовыми температурами выше 100 °C (Уртабулак, Денгизкуль, Хаузак, Кандым и др.) (Г.А. Амурский и др., 1975 и др.).

В газах Нижнего Поволжья отмечается увеличение концентрации сероводорода с глубиной и отсутствие его в залежах мягких геотермических зон; его концентрации меняются от 0,001 до 2,6 % при различном стратиграфическом диапазоне. Высокое содержание сероводорода связано с определенной возрастной принадлежностью вмещающих отложений, однако при сопоставлении пластовых температур и содержания сероводорода в газах из одновозрастных отложений в Нижнем Поволжье выявлена прямая зависимость между этими показателями, т.е. с увеличением температур одновременно возрастают и концентрации сероводорода (Д.В. Федоров, 1979 и др.).

В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции концентрация сероводорода в природных газах невысокая (в среднем от 0,1 до 5 %), однако повышенное содержание сероводорода приурочено к наиболее прогретым участкам разреза. Таковы Батырюйское (0,3 %), Бухаровское (до 7,4 %), Саратовское (4,9 %), Беркутовское (5,5 %) и другие месторождения. В большинстве месторождений вниз по разрезу содержание сероводорода увеличивается. На Кедровском месторождении концентрация сероводорода увеличивается от 0,4 % в нижнепермских отложениях до 3,73 % в яснополянских. На Бухаровском месторождении содержание сероводорода изменяется от 0,85 % в мячковских отложениях до 7,4 % в девонских.

В Тимано-Печорской провинции содержание сероводорода изменяется от 0,08 % при пластовой температуре 33 °C (Кумжинское месторождение) до 0,17 % при 46 °C (Василковское) и до 0,27 % при 61 °C (Ванейвиское). При более высоких температурах в отложениях нижнего карбона концентрация сероводорода повышается до 6 и даже 18 % (Левменское, Ко-чмесское месторождения).

Таким образом, большинство сероводородсодержащих газовых залежей характеризуется пластовыми температурами выше 50–60 °С. Малые концентрации сероводорода встречены как при относительно низких, так и при высоких (около 100 °С) температурах, однако высококонцентрированные сероводородсодержащие месторождения залегают при температурах более 100 °С. Максимальные концентрации сероводорода встречены при температурах более 150 °С. Пластовые температуры оказывают непосредственное влияние на масштабы генерации сероводорода, так как с ростом температур энергетическая вероятность взаимодействия УВ с сульфатами возрастает. С ростом температур интенсивность деструкции ОВ усиливается, и все больше разновидностей сероорганических соединений разлагается с освобождением сероводорода.

Сероводород в свободных газах обнаружен в зонах нормальных пластовых давлений и в зонах аномально высоких давлений (в 1,5 раза и более превышающих нормальное гидростатическое). Низкие концентрации сероводорода встречены в обоих случаях, повышенные концентрации в основном в залежах с аномально высокими пластовыми давлениями. На Оренбургском месторождении при аномальности пластового давления 1,1 концентрация сероводорода в газах составляет 4,9 %, на Астраханском при аномальности пластового давления до 1,5 концентрация сероводорода в газах составляет 20 %. На месторождении Лак при концентрации сероводорода 17 % давление в залежи на глубине 4200 м равно 68 МПа, т.е. превышает нормальное в 1,5 раза. Затрудненность связи с очагами интенсивной генерации сероводорода, расположеннымными в зонах высоких пластовых температур, могла приводить к накоплению в залежах с аномальным давлением лишь сероводорода, образовавшегося в местных условиях.

Исходя из этого, в основу прогнозирования содержания сероводорода в природных газах можно положить принцип преимущественного его образования в зонах высоких температур и давлений. Это позволяет рассматривать зоны глубокого залегания сульфатно-карбонатных толщ как благоприятные для генерации сероводорода. Следовательно, доля сероводородсодержащих газов в общем балансе разведанных запасов во времени будет неуклонно увеличиваться, поскольку значительный фонд неразбуренных структур связан с глубоко залегающими подсолевыми отложениями.

При рассмотрении условий формирования сероводородсодержащих газов необходимо учитывать физические и химические особенности сероводорода, его отличительные свойст-

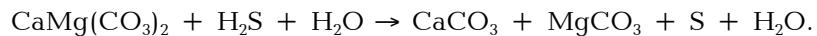
ва от других газов. Растворимость сероводорода в зависимости от давления и минерализации пластовых вод меняется также, как и у других газов, однако его растворимость в зависимости от температуры обнаруживает аномальные свойства. Это проявляется в резко смещенном минимуме растворимости в сторону повышенных температур (191°C), в то время как минимальная растворимость большинства газов (H_2 , CH_4 и др.) наблюдается при температурах ниже 100°C . В условиях проявления сероводорода при увеличении температур возможности выделения сероводорода в свободную фазу при температурах выше $100 - 150^{\circ}\text{C}$ резко усиливаются. При значительной концентрации сероводорода в пластовых флюидах могут создаться благоприятные условия для формирования залежей с высокими концентрациями сероводорода. С увеличением температуры улучшаются обстоятельства для формирования высокосернистых газов: более полное разложение сероорганических соединений нефти и битумов, а также ухудшение растворимости сероводорода в области высоких температур.

Гидрогеологические и гидрохимические условия сероводородоносных бассейнов и месторождений весьма разнообразны. Характерной чертой химического состава вод продуктивных комплексов месторождений, содержащих сероводород, является отсутствие сульфатов или их незначительное содержание. В Западно-Канадской провинции низкая сульфатность вод палеозойских отложений указывает на их расходование в водоносной системе. В Каракумском бассейне воды верхнене-юрского газоносного комплекса содержат сульфатов от 0,3 до 3 г/л (Г.И. Амурский, 1976 и др.). В таких же пределах находится сульфатность (до 1,5 г/л) продуктивных вод Оренбургского месторождения. На Астраханском месторождении подошвенные воды малосульфатны (до 0,8 г/л) и нередко практически бессульфатны (О.И. Серебряков, 1983).

Снижение сульфатности вод сопровождается повышением роли гидрокарбонат-иона. При этом содержание гидрокарбонат-иона нередко превышает суммарное количество свободных ионов кальция и магния, что приводит к смене типа вод на гидрокарбонатно-натриевый. В.А. Сулин объяснял происхождение этого типа вод процессами десульфатизации, для протекания которых благоприятны температуры выше $80 - 90^{\circ}\text{C}$, минерализация воды не более 200 г/л и pH не менее 5. Эти условия отмечаются на Астраханском газоконденсатном месторождении. Повсеместно распространенные сульфатные породы в сероводородоносных комплексах и бассейнах слу-

жат неограниченным источником поступления сульфатов в водоносную систему, однако в зонах залежей сероводородсодержащего газа пластовые воды недонасыщены ими. Более низкое содержание сульфатов в водах сероводородсодержащих комплексов, чем это требуется при физико-химическом равновесии с сульфатными породами, указывает на активное динамическое состояние системы "сульфаты пород — пластовые воды — залежь сероводородсодержащих газов", образующее механизм удаления сульфатов из вод.

Общеизвестна схема реакции Гефера и Энглера, согласно которой происходит взаимодействие между сульфатами вод и УВ. Взаимодействие кальция, магния и натрия с углекислотой и водой по такой схеме приводит к исчезновению в водах сульфатов и появлению карбонатов и сероводорода. Продукты восстановления сульфатов повышают агрессивность сероводородных вод к карбонатным породам, что способствует растворению и выщелачиванию вмещающих известняков и доломитов, ангидритов и гипсов и возникновению в них пор и пустот. Эти реакции протекают с изменением объема твердых фаз (рис. 32):



При щелочном и нейтральном составе растворов метасоматов реакция протекает с сохранением объемов, но при кислом их составе растворение преобладает над отложением и суммарный объем продуктов метасоматоза будет значительно меньше объема исходной породы, в результате чего увеличивается пористость и образуются пустоты. По мере понижения кислотности пластовых вод поры и пустоты пород могут заполняться вторичными минералами. Таким образом, пересыщенность вод карбонатами и недонасыщенность их сульфатами могут служить косвенным признаком потенциальной сероводородности газов вмещающих отложений.

Связь между составом залежей и интенсивностью процессов десульфатизации вод отмечается особенно четко на газоконденсатных месторождениях. В зонах, где в составе газов содержатся сероводород и тяжелые гомологи метана, присутствуют относительно малосульфатные воды. В зонах, где газы состоят из метана, а сероводород и тяжелые гомологи почти отсутствуют, содержание сульфатных ионов в подошвенных водах не отличается от "фонового" (О.И. Серебряков, 1971). Следовательно, с увеличением в газовой смеси количества сероводорода и гомологов УВ происходит усиление процессов восстановления сульфатов вод. Восстановление сульфатов вод

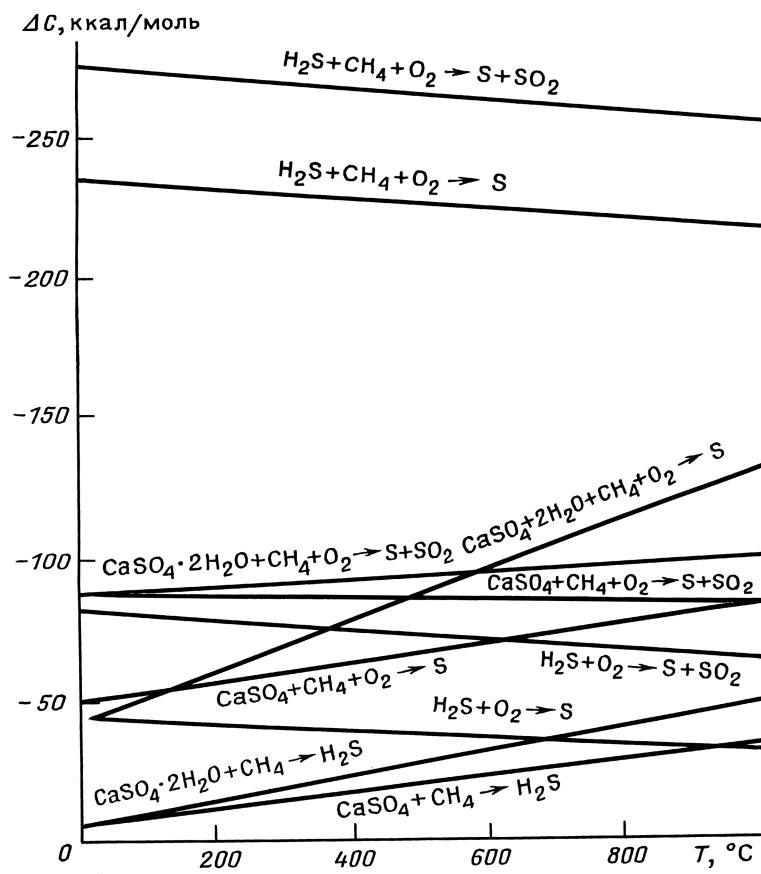


Рис. 32. Свободная энергия преобразования соединений серы (по Д.С. Коржинскому, 1969; Л.А. Анисимову, 1976 и др.)

является одним из наиболее распространенных природных процессов, протекающих в сфере геохимического воздействия нефтяных и газовых месторождений. В результате этого происходит не только удаление из вод сульфатов, но и появление сероводорода в свободной фазе.

Воды комплексов, непосредственно содержащих залежи сернистых газов, имеют, как правило, повышенную концентрацию растворенного сероводорода и углекислого газа. На Оренбургском месторождении в водорастворенных газах со-

держение кислых компонентов составляет свыше 40 %, причем основная доля приходится на сероводород. Еще выше содержание сероводорода в водорастворенных газах башкирского продуктивного комплекса на Астраханском своде, составляющее в среднем 45 % и достигающее в отдельных случаях 60 %. Концентрация углекислого газа в составе водорасторвенных газов меняется от 15 до 47 %. Повышенное содержание кислых газов отмечается в подошвенных водах сероводородоносных залежей Каракумской (Г.И. Амурский и др., 1976), Волго-Уральской, Тимано-Печорской, Аквитанской, Примексиканской (О.И. Серебряков, 1978) и других провинций. В отличие от метана и других газовых компонентов, сероводород в пластовых водах не имеет регионального распространения либо его концентрации столь малы, что он "теряется". Содержание сероводорода существенно лишь в подошвенных водах зоны непосредственной взаимосвязи с залежами сероводородоносных газов. Так, водорасторвенные газы Карпенского месторождения относятся к метановоуглекислосероводородному типу, не встречающемуся в верхнедонских и каменноугольных отложениях Саратовского Поволжья (Д.В. Федоров и др., 1979). Такие же закономерности наблюдаются на сероводородоносных месторождениях других регионов. Вблизи ГВК залежей с невысоким содержанием сероводорода встречаются воды, насыщенные углеводородами и лишенные сероводорода (Самантепе в Каракумском, Бугринское в Прикаспийском бассейнах и др.).

Повышенные концентрации водорасторвенных кислых газов сопровождаются аномально высокими значениями газонасыщенности пластовых вод. На Оренбургском месторождении газонасыщенность пластовых вод по сравнению с одновозрастными водами соседних районов в несколько раз выше. В приkontурной скв. 34, вскрывшей воды на 400 м и ниже ГВК, газонасыщенность воды равна 933 см³/л, а относительная насыщенность воды газом 0,48. В скв. 22 газонасыщенность вод, расположенных на 100 м ниже ГВК, составила 1140 см³/л. В зоне ГВК насыщенность вод достигает 2940 см³/л, а относительная насыщенность воды газом равна 0,92, т.е. общая упругость газа достигает пластового давления. Фоновая газонасыщенность вод продуктивного комплекса не превышает 300 см³/л. На Астраханском месторождении подошвенные пластовые воды содержат от 8 до 17,5 тыс. см³/л растворенных газов. Следовательно, залежи с аномальной концентрацией сероводорода подстилаются водами, предельно насыщенными газами. На Оренбургском месторождении

зона предельного газонасыщения охватывает толщу подошвенных вод мощностью около 200 м. Ниже ГВК на расстоянии до 400 м относительная насыщенность вод газом снижается до 0,5. На Астраханском месторождении зона предельно насыщенных вод составляет около 800 м.

Одной из важнейших гидрогеологических характеристик залежи является степень растворения сероводорода в пластовых водах, выражаяющаяся в разности парциальных давлений сероводорода, содержащегося в свободных газах и растворенного в пластовых водах. В пластовом газе Астраханского месторождения при пластовом давлении 63 МПа, пластовой температуре 110 °С и концентрации сероводорода до 25 % упругость последнего составит 16 МПа. При подобной упругости и минерализации вод до 110 г/л в 1 м³ пластовых вод должно содержаться около 100 м³ сероводорода. Фактически его содержание в 5 раз ниже. Результаты газогидродинамических исследований подтвердили, что упругость водорастворенных газов на глубине ниже ГВК на 50 м составляет 26,5 МПа. Парциальная упругость сероводорода в воде около 11 МПа, т.е. башкирская залежь находится в условиях сдвига фазового равновесия системы "залежь—пластовая вода" в сторону пластовых вод (О.И. Серебряков, 1983).

На Оренбургском месторождении в свободном газе при пластовом давлении 20,7 МПа, пластовой температуре 32 °С и концентрации сероводорода 4 % упругость последнего составляет около 2 МПа. В подошвенных водах при минерализации до 270 г/л упругость водорастворенных газов изменяется от 12 до 17 МПа, при этом парциальная упругость сероводорода не превышает 0,2 МПа, т.е. оренбургская залежь находится в условиях сдвига фазового равновесия системы "залежь—пластовая вода" в сторону пластовых вод (А.С. Зингер, 1976).

В Каракумском бассейне система "вода—залежь" также неравновесна. Парциальные давления этих компонентов в залежах значительно превышают их упругость в пластовых водах. На месторождении Гугуртли при пластовом давлении 22,4 МПа и пластовой температуре 87 °С в сероводородсодержащей залежи парциальное давление кислых компонентов достигает 0,5 МПа, в то время как в приконтурной зоне их упругость в пластовых водах не превышает 0,01 МПа. Такое же соотношение и на Мубареке. На Уртабулаке при пластовых давлениях 24,3 МПа, температуре 104 °С и концентрации свободного сероводорода 4,3 % его упругость составляет 1,8 МПа, тогда как в подошвенных пластовых водах при содержании водорастворенного сероводорода 14,6 % парци-

альная упругость последнего 0,6 МПа (В.Е. Нарижная, 1965, 1975 и др.).

Такое соотношение в системах "вода – сероводородоносная залежь" указывает на диффузию сероводорода из залежи в пластовые воды, т.е. не залежи обогащаются кислыми компонентами, а, наоборот, кислые газы уходят из сероводородоносных залежей, растворяясь в пластовых водах. В таких условиях водорасторвенные кислые газы не могут самостоятельно образовывать свободную фазу, т.е. сероводородоносные залежи не могли сформироваться за счет дегазации пластовых вод. При этом необходимо учитывать, что концентрация сероводорода в пластовых водах в условиях фазового равновесия в 50–100 раз превышает его содержание в свободном газе. Поэтому, чтобы в термобарических условиях Астраханского месторождения (глубина 4 км, температура 110 °С) сформировалась залежь с существующим составом газа (из равных частей метана и кислых газов) путем выделения растворенного газа из предельно насыщенных пластовых вод, в последних должно быть растворено сероводорода в 100 раз больше, чем метана. Если в этих же термобарических условиях залежь сформируется за счет дегазации пластовых вод, содержащих равные количества кислых газов и метана, то концентрация сероводорода в залежи составит лишь 1 % (А.С. Зингер и др., 1979). Следовательно, высокие концентрации сероводорода могли возникнуть в уже сформировавшихся залежах УВ.

Выявляется общая для всех природных газов количественная зависимость между содержанием кислых и углеводородных компонентов. Увеличение содержания кислых газов сопровождается снижением концентрации метана, и наибольшее концентрирование кислых компонентов происходит в газах с повышением количества тяжелых УВ. Кислые газы, состоящие более чем на 50–70 % из сероводорода, концентрируются в углеводородных смесях, регионально обогащенных тяжелыми УВ. Увеличение концентрации сероводорода (месторождения Беркутовское, Сосновское, Покровское, Городецкое, Саратовское, Исимовское и др.) от 0,2 до 6,4 % сопровождается повышением содержания тяжелых УВ от 5 до 9 % и снижением количества метана с 90 до 85 % и менее (Э.Е. Лондон, 1973). На Оренбургском месторождении при содержании в пластовом газе ТУ менее 10 % концентрация сероводорода составляет от 1,3 до 4,9 %, тогда как на Астраханском повышение количества ТУ до 15 % приводит к увеличению содержания сероводорода до 25 %.

В Аквитанском бассейне высокое содержание сероводорода (до 17 %) наблюдается в газах, содержащих тяжелые УВ свыше 5 % при концентрации метана не более 70 % (месторождение Лак и др.). В Примексиканском бассейне на газовых месторождениях, характеризующихся высокими концентрациями сероводорода, повышение содержания сероводорода приводит к снижению метана с 60 до 45 %. На месторождении Нью-Хоуп высокая концентрация сероводорода (до 14 %) сопровождается высокой жирностью газа (29,3 % гомологов метана, в том числе 13,8 % пентанов с высшими). В провинциях, где взаимосвязи содержания сероводорода и тяжелых УВ каким-либо образом затушеваны, последние представлены в основном этаном и пропаном.

Наиболее четко наблюдаются связи между концентрациями сероводорода и пентанов с высшими УВ. На Оренбургском, Караганакском, Астраханском газоконденсатных месторождениях увеличение в пластовых газах пентанов с 1,8–2 до 3% приводит к повышению концентраций сероводорода с 1,3 до 5 и 20 %. Наблюдаются связи между концентрацией сероводорода в свободном газе и содержанием стабильного конденсата. Это обусловлено, прежде всего, хорошей растворимостью серы и ее соединений в УВ. Так, растворимость серы в бензине значительно увеличивается с повышением температуры и уже при температуре 158 °С и выше наблюдается полная смешиваемость этих соединений. При температуре более 230 °С начинается химическое взаимодействие серы с бензином с образованием сероводорода.

В Тимано-Печорской провинции увеличение содержания стабильного конденсата с 50 г/м³ (Василковское месторождение) или 76 г/м³ (Ванейвиское) до 150 г/м³ (Интинское) приводит к соответствующему повышению концентрации сероводорода в газах с 0,17 или 0,27 % до 0,65 и 2,2 %. В Волго-Уральской провинции содержание стабильного конденсата от 30 до 40 г/м³ (Степановское, Кокуйское и другие месторождения) контролирует концентрацию сероводорода в газах не более 0,2 %, повышение конденсатности до 50 г/м³ (Осиновское, Коробковское и др.), сопровождается увеличением концентрации сероводорода до 0,5 % и выше.

В Прикаспийской впадине содержанию стабильного конденсата до 50 г/м³ соответствует концентрация сероводорода в пластовых газах до 1 % (Мокроусовское, Краснокутское, Лободинское и др.) На Оренбургском месторождении увеличение выхода конденсата до 75 г/м³ приводит к соответствующему повышению концентрации сероводорода до 5 %, на

Астраханском при выходе конденсата от 300 до 500 г/м³ содержание сероводорода достигает 20 % и выше.

Влияние содержания конденсата в газах на концентрацию сероводорода прослеживается не только по различным регионам и месторождениям, но и по отдельным скважинам при изменении выхода конденсата в зависимости от условий сепарации. На месторождениях Нижнего Поволжья отмечено уменьшение содержания сероводорода в природных газах после выделения из них конденсата. Это явление объясняется хорошей растворимостью сероводорода в жидких УВ. Растворение сернистых компонентов в конденсате, выпадающем в процессе ретроградной конденсации, сопровождается уменьшением содержания соединений серы в газовой фазе, и "эффект растворения" становится отрицательным. Однако на ряде месторождений этого региона (Кленовское, Жирновско-Вахметьевское газонефтяные) в процессе эксплуатации не отмечены какие-либо стойкие изменения в содержании сероводорода (Л.А. Анисимов, 1976). Это объясняется тем, что при уменьшении пластового давления растворимость сероводорода в нефтяных пластовых флюидах уменьшается и в результате их разгазирования за счет перераспределения растворенных газов между жидкой и газовой фазами проявляется положительный "эффект разгазирования" (А.И. Поливанова и др., 1979), который при соответствии темпов снижения пластового давления и процессов разгазирования компенсирует уменьшение сероводорода в газовой залежи поступлением дополнительных порций растворенного сероводорода.

Подобным явлением можно объяснить и то, что на месторождении Лак (сероводорода – 15 %, меркаптанов – 0,5 г/м³, конденсата 18 г/м³) через 10 лет разработки при снижении пластового давления до 20 МПа содержание сероводорода и меркаптанов не изменилось. Запасы сероводорода, растворенного в пластовых флюидах месторождений (Оренбургское, Самантепанское, Коробковское и др.), гораздо выше его запасов в свободной фазе (В.С. Гончаров и др., 1973 и др.), в связи с чем остаточные флюиды являются дополнительным аккумулятором сероводорода, который может быть извлечен в процессе разработки.

В процессе разработки Оренбургского газоконденсатного месторождения уменьшение концентраций сероводорода при снижении пластового давления подтверждается приуроченностью возникших сероводородных минимумов к зонам максимальных пластовых депрессий (А.И. Поливанова и др., 1979). За период разработки (с 1974 по 1979 г.) снижение содержа-

ния меркаптанов в продукции составило 20–50 %, что объясняется высокой растворимостью соединений серы в выпадающем конденсате. Так, в скв. 491, 507 и 511 (УКПГ-8) при снижении пластового давления до 14,4 МПа концентрация сероводорода в газе уменьшилась с 1,86 до 1,39 %, причем в течение одного года (с 1977 по 1978 г.) содержание его упало на 0,07 %.

При разработке в случае изменения физико-химического равновесия между свободной газовой фазой и остаточными флюидами, которые в первую очередь реагируют на изменение давления, происходит выделение водорастворенного сероводорода. Запасы такого сероводорода при первоначальных термобарических пластовых условиях для коллекторов с пористостью более 6 % и коэффициенте водонасыщенности 0,1 могут превышать в 1,5 раза запасы сероводорода в свободной фазе (В.С. Гончаров, 1973).

Во всех сероводородсодержащих газах обязательно присутствует углекислый газ, содержание которого может достигать 10 % и более. В газах, лишенных сероводорода, подобные концентрации CO₂ встречаются редко и обычно содержание его не превышает 1 %. Несмотря на значительные колебания концентраций углекислого газа и сероводорода в пределах каждой залежи, их соотношения отражают определенные геохимические связи между ними. Исходя из генезиса сероводорода в процессе восстановления сульфатов вод углеводородами, при котором образуется эквивалентное количество CO₂, сероводород и углекислый газ рассматриваются как газы-близнецы (Г.И. Амурский и др., 1976 и др.).

Геохимическое поведение этих газов и вследствие этого их распространение в недрах нередко различны. При пластовой температуре 100 °C растворимости сероводорода и CO₂ различаются в 9 раз, поэтому при формировании газовой залежи за счет дегазации пластовых вод, содержащих эквивалентное количество сероводорода и CO₂, концентрации сероводорода в воде должны быть в 3 раза ниже концентраций свободного углекислого газа (Г.И. Амурский и др., 1976).

Подобное поведение CO₂ нередко затушевывает связи между кислыми компонентами. В Западно-Канадской провинции наблюдаются самые разнообразные соотношения между ними. Максимальные концентрации CO₂ (до 35 %) установлены в верхнем девоне Биверхил Лейк. В других районах содержание углекислого газа не превышает 13 % при самых разных концентрациях сероводорода. Так, в верхнем девоне изменение сероводорода от 32,5 (свита Вэбэмэн) до 53,5 %

(свита Ледюк) соответствует изменению количества CO_2 от 12 до 5,5 %. В Североморской провинции (главный доломит цехштейна) увеличение концентраций сероводорода от 2,8 до 14 % сопровождается уменьшением содержания CO_2 с 40 до 9 %.

В Каракумской провинции распределение углекислого газа соответствует изменению содержания сероводорода (В.Е. Нарижная, 1965 и др.). По мере увеличения концентраций сероводорода в составе газовых смесей возрастает его относительное содержание в сумме кислых компонентов. Так, в области низких концентраций сероводорода (менее 0,03 %) относительное его содержание в составе кислых фракций не превышает 1–5 %. При содержании сероводорода более 0,1 % степень обогащения кислых фракций сероводородом достигает 10 %. При концентрации сероводорода более 0,4 % на долю сероводорода в составе кислых компонентов приходится до 20 % и более. В газах, содержащих сероводорода более 1 %, степень обогащения кислых фракций сероводородом возрастает до 70 % (Э.Е. Лондон и др., 1973, 1974 и др.).

В Прикаспийской провинции на Оренбургском месторождении пластовые газы содержат сумму кислых компонентов до 2 % при концентрации сероводорода 1,3 %, т.е. обогащенность сероводородом кислых фракций составляет 65 %. Содержание CO_2 находится в прямой связи с концентрацией сероводорода, и чем больше в газах CO_2 , тем выше содержание в них сероводорода. В западной части залежи при содержании сероводорода до 1,5 % количество CO_2 достигает 0,6 % и более. В восточной части наблюдается наибольшая концентрация компонентов, содержание CO_2 достигает 5,4 %, а сероводорода 4,5 %. Наблюдаются также возрастание концентрации этих компонентов с глубиной. На Астраханском месторождении при суммарном содержании кислых газов около 45 % на долю сероводорода приходится до 25 %, т.е. обогащенность составляет 55 % (О.И. Серебряков, 1983). Количественные зависимости между содержанием УВ (метан и тяжелые УВ), углекислого газа и сероводорода позволили составить по методике Э.Е. Лондон и В.Г. Бухвалова (1973) и других номограмму распределения кислых компонентов в природных газах (рис. 33), отражающую функциональные зависимости их переменного содержания.

Приведенные выше материалы по распределению газов с высоким содержанием сероводорода в различных регионах свидетельствуют о приуроченности их к определенным фациям (табл. 31). При диагенезе ОВ пород в среде, где присутст-

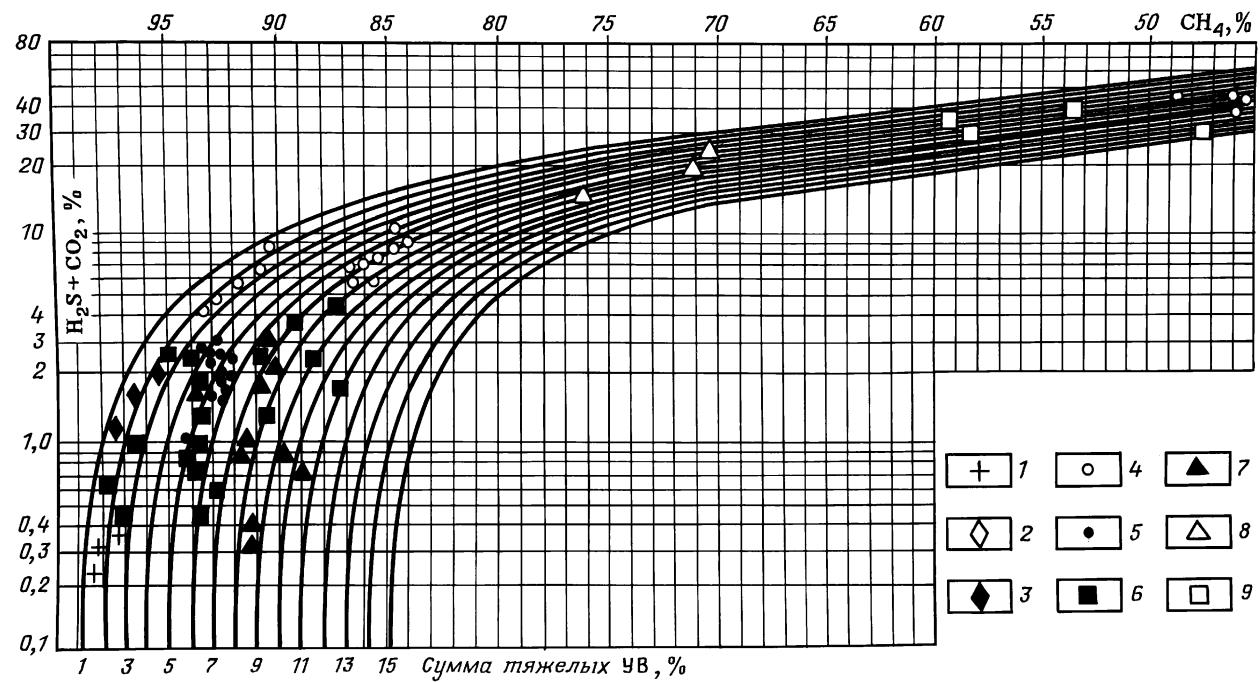


Рис. 33. Номограмма содержания кислых и углеводородных компонентов.

Нефтегазоносные провинции: 1 – Тимано-Печорская, 2 – Североморская, 3 – Западно-Канадская, 4 – Прикаспийская, 5 – Каракумская, 6 – Нижнего Поволжья, 7 – Волго-Уральская, 8 – Аквитанская, 9 – Примексиканская

вуют сульфатные минералы, возможности для процессов глубокого осернения ОВ более благоприятны, чем в толщах отложений, где сульфатредукция погребенных вод не восполняется поступлением свежих сульфатных ионов из пород. Исследователями подмечено, что повышенная сернистость нефти в определенной мере связана с залеганием их в сульфатно-карбонатных породах. В.А. Успенский и другие (1972) считают, что наличие обогащенных серой нефтей свойственно всему разрезу нефтеносных отложений, если в его верхней части имеются эвапоритовые фации. В Татарии, Башкирии, Куйбышевско-Оренбургском районе при одинаковой плотности флюиды из карбонатных коллекторов содержат больше серы, чем из терригенных.

†. ІІ-‡ 31

Геохимическая характеристика газов сероводородоносных бассейнов

Глубина, м	Состав газов, % (объемная доля)									
	свободных					попутных				
	Метан	Азот	ТУ	C ₂ /ТУ	Сумма кислых компонентов	Метан	Азот	ТУ	C ₂ /ТУ	
1000	90	10	3	100	—	60	15	30	70	
2000	80	10	5	80	—	40	10	45	50	
3000	80	10	10	50	—	50	5	40	30	
4000	50	5	10	1	45	—	—	—	—	

Закономерности распространения сернистых нефтей в природе свидетельствуют о приуроченности высокосернистых нефтей к эвапоритам. Сернистость нефтей может быть обусловлена осернением еще на ранних стадиях диагенеза и седиментогенеза. Связь состава УВ с литологией вмещающих пород подтверждается тем, что в нефтях, залегающих в доломитизированных известняках или доломитах, содержание серы повышается в десятки раз. Это указывает на синхронность процессов литогенеза и осернения. Есть множество указаний (И.Н. Страхов, А.Ф. Добрянский и др.) на возможность образования доломитов при процессах осернения УВ, т.е. предполагается синхронность процессов доломитизации и их осернения.

В основе существующих точек зрения о генезисе сероводорода лежит идея перехода серы в газообразное состояние. При этом необходимо помнить об отрицательном балансе серы в земной коре. Содержание серы в земной коре составляет 0,05 %. Это в 240 раз меньше по сравнению с морской

водой, т.е. сера присутствует в морской воде в таком большом количестве, которое не может быть образовано выщелачиванием из пород при пенепленизации материалов. Содержание серы в современной гидросфере, атмосфере и биосфере составляет $13 \cdot 10^{20}$ г, что не может объясняться эрозией пород. Поэтому, независимо от точек зрения на генезис сероводорода, все исследователи для образования серы сульфатов океанов и осадочного чехла допускают первоначальное ювенильное ее поступление. Если о составе "материнской" мантии судить по составу метеоритов, содержание серы в которых около 1,8 %, то положение, впервые высказанное А.П. Виноградовым о том, что основным источником сульфатов океанов и осадочных пород являются сера и кислые газы вулканов и сера магматических сульфидов, вполне правомерное.

Сопоставление распределения запасов сероводорода и элементарной серы в различных стратиграфических комплексах указывает на синхронность процессов их накопления с некоторым смещением накопления серы вверх по разрезу в более молодые отложения. Объяснение этому можно найти в более благоприятных условиях на всех этапах развития регионов для формирования залежей серы в верхних более молодых частях разреза и для накопления сероводорода в природных газах в более глубоких отложениях с более жесткими термобарическими условиями (Л.А. Анисимов, 1976; В.С. Гончаров, 1978).

В региональном распределении высокосернистых нефтьей и самородной серы прослеживается определенная зональность. Располагаясь в периферических зонах сероводородоносных сульфатно-карбонатных комплексов, залежи сернистых соединений ориентированно фиксируют внешние контуры наиболее перспективных на сероводород областей. В солеродных областях с глубоко залегающими купольными поднятиями непрорванного типа чаще связаны залежи сероводорода, а с прорванными – высокосернистые нефти и самородная сера (Примексиканская, Прикаспийская впадины). Помимо прямых признаков, проявления элементарной серы в различных комплексах могут служить косвенным признаком существования "корней" сероводорода (Н.Б. Валитов, 1982). Процессы осернения УВ можно условно разделить на два этапа. На первом этапе ("первичное осернение") сера переходит из растворенных в бассейне седиментации сульфатов в органическое вещество (ОВ) еще на стадии сингенеза. Исходного содержания серы в органическом материнском веществе достаточно

(в планктоне до 1,5 %) для образования лишь малосернистых конденсатов и нефтей. При "первичном осернении" вся масса УВ подвергается осернению более или менее равномерно, и обычно бензиновые фракции характеризуются при этом наиболее высоким содержанием серы. Этим объясняется относительно невысокое содержание серы в "молодых" нефтях и конденсатах.

На втором этапе ("вторичное осернение") осернение УВ за счет серы окружающих пород приводит к концентрации основной массы сернистых соединений в тяжелой асфальтеново-смолистой части УВ, а легкие фракции сравнительно обеднены серой. Взаимодействие серы с УВ в этом случае представляет собой абиотический процесс и приводит, с одной стороны, к образованию сероводорода, а с другой — к формированию сероорганических соединений.

Закономерности распределения серы по фракциям нефтей и конденсатов сероводородоносных регионов подтверждают, что основная масса серы сосредоточена в их высокотемпературных фракциях. Преобладание процессов вторичного осернения УВ подтверждается взаимосвязью между содержанием серы в последних и фациальным обликом пород.

Сопоставление содержания сероводорода одновозрастных продуктивных горизонтов показывает, что концентрации его в нефтерастворенных газах выше, чем в свободных (Д.В. Федоров, 1979). Относительное повышение содержания сероводорода в газах соответствует повышенному содержанию серы в конденсатах и нефтях. В бобриковском горизонте Коробковского месторождения концентрации сероводорода в свободных газах не превышают 0,04 %, тогда как в нефтерастворенных газах его количество повышается почти в 2 раза (0,071 %). В этом же горизонте Линевского месторождения сероводорода в свободных газах содержится 0,026 % и в растворенных 0,1 %. Подобное соотношение сохраняется и по другим месторождениям (Генеральское, Соколовогорское и др.).

В Прикаспийской впадине наблюдается взаимозависимость сернистости конденсатов и свободных газов. На Оренбургском месторождении при сернистости нефтей из нефтяной оторочки 0,7 % и сернистости конденсата 1,18 % содержание сероводорода в пластовых газах составляет 1,3 %. На Карабаганакском месторождении при сернистости конденсата 1,3 % концентрации сероводорода в пластовых газах повышаются до 4–7 %. На Астраханском газоконденсатном месторождении при сернистости конденсата до 1,7 % содержание серо-

водорода в газах достигает 25 %. На Лебединском месторождении при сернистости конденсата 0,1 % количество сероводорода в пластовом газе всего около 0,2 %.

Сернистые соединения флюидов оторочек газовых и конденсатных залежей сыграли существенную роль в образовании сероводорода газовых залежей. При катагенном преобразовании УВ происходит дезинтеграция их сернистых соединений с выделением сероводорода. Эти сернистые соединения УВ в залежах сероводородсодержащих газов характеризуются порогом термостабильности, приближающимся к пластовым температурам этих залежей. Поэтому намечается зависимость между содержанием в газе сероводорода и сернистостью конденсатов и нефтий.

Таким образом, наименее концентрированные сероводородсодержащие газы ассоциируются с тяжелыми высокосернистыми и смолистыми нефтями. Этот парадоксальный, на первый взгляд, факт объясняется тем, что сероводород, образующийся на незначительных глубинах при низких температурах, наиболее энергично присоединяется к непредельным УВ, которые обычно находятся в смолистых веществах и которыми богаты тяжелые нефти зоны гипергенеза. Существующие и вновь образующиеся соединения (меркаптаны и особенно арены) имеют температуру кипения гораздо выше температуры кипения материнских УВ (т.е. выше существующих пластовых температур). Преобразованиям (любого типа) подвергаются преимущественно метановые УВ среднего молекуллярного веса (Н.Б. Вассоевич 1965; А.С. Великовский, 1961; А.Ф. Добрянский, 1958) жидкые и даже твердые. При этом метановые УВ легче нафтеновых, а последние легче ароматических, поэтому в процессе сероводородогенерации наблюдается утяжеление конденсатов и нефтий (табл. 32).

†. І є‡ 32

Геохимическая характеристика нефтий сероводородоносных бассейнов

Параметры	Прикаспийская впадина			Тимано-Печорская впадина		
	Девон	Карбон	Нижняя пермь	Девон	Карбон	Нижняя пермь
Плотность, г/см ³	0,82	0,84	0,89	0,82	0,83	0,88
Парафин, %	5,5	1,7	1	4,7	1,05	1,1
Сера, %	0,19	0,8	1,5	0,22	0,24	1,6
Смолы, %	8	15	20	6	10	13
Асфальтены, %	0,3	0,5	1	0,05	9	5,7
НК – 200 °C	34	25	20	30	25	18
M/A+H	1,5	1	0,5	1,5	1	0,5

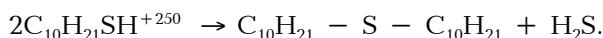
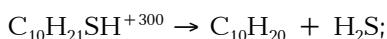
В Аквитанском бассейне отмечается наличие в верхних горизонтах месторождения (известняки кампанского яруса на глубине 640 м) залежи сернистой нефти. Плотность нефти 0,93, серы в них 4,1 %. В Западно-Канадской провинции закономерности распространения сероводорода в газах и водах аналогичны. Е.В. Шоу, объясняя взаимосвязь этой зональности в распределении сероводорода комплексом явлений термической деструкции массы захороненного ОВ в целом, подчеркивал, что на малых глубинах при низких температурах сухой метановый газ ассоциируется с "незрелой" нефтью, содержащей сернистые и азотистые соединения, тогда как на средних глубинах при средних температурах светлая нефть, до некоторой степени освобожденная от серы, ассоциируется с жирными газами, содержащими некоторое количество сероводорода. На больших глубинах при высоких температурах размещаются жирные УВ газы, содержащие сероводород и углекислоту. На больших глубинах и при высоких температурах будут преобладать сероводород и углекислота, ассоциирующиеся с сухими метановыми газами и, возможно, элементарной серой (Г.И. Амурский, 1975).

Сероорганические соединения конденсатов и нефти разлагаются с выделением сероводорода, при этом наиболее легко подвергаются деструкции меркаптаны; тиофены термически более устойчивы. П.Ф. Андреев, А.Ф. Добрянский и А.А. Карцев (1958) отмечали выделение сероводорода из нефтей при их нагревании. Это свойство положено в основу метода характеристики нефтей по "сероводородному числу". Подавляющая часть нефтей Волго-Уральской провинции, Прикаспийской впадины, Нижнего Поволжья имеют серосодержащие соединения, термостабильность которых невысокая (Л.А. Анисимов, 1976, О.И. Серебряков, 1976). В Волго-Уральской провинции порог термостабильности сероорганических соединений нефтей девона от 180 до 230 °C, термостабильность нефтей терригенных отложений карбона в пределах от 100 до 200 °C и наименее термостабильны (до 60 °C) нефти карбонатных комплексов каменноугольной и пермской систем.

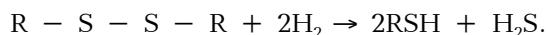
Порог термостабильности контролируется геохимической превращенностью УВ и их сернистостью. Для УВ с высоким содержанием серы характерен невысокий порог термостабильности, УВ относительно малосернистые (до 0,7) отличаются высокой термической стабильностью сернистых соединений (интервал температур до 350 °C). Для нефтей с содержанием серы до 1,4 % сероводород образуется при темпера-

туре от 190 до 210 °С. Геохимически более древние и менее сернистые нефти обнаруживают высокую термостабильность, тогда как сернистые соединения нефтей, залегающих в мягких геохимических условиях и содержащих вследствие этого большее количество серы, менее термостабильны. В общем случае генерация сероводорода при преобразованиях нефтей сопровождается уменьшением в них сернистых соединений.

Теория преобразования нефтяных УВ различного типа и практика обессернивания нефтепродуктов широко разработаны (П.Ф. Андреев, А.И. Богомолов, А.Ф. Добрянский, 1958; А.А. Карцев, 1968; Н.Б. Вассоевич и др., 1978 и др.). Соединения серы, меркаптаны жирного ряда при низких температурах (до 250 °С) превращаются в сульфиды и сероводород, при более высоких (менее 400 °С) — в алканы и сероводород:

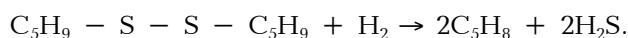


Дисульфиды посредством деструктивной гидрогенизации восстанавливаются в две молекулы меркаптанов, которые частично переходят в алканы:

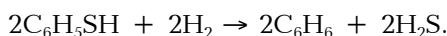


Эти процессы необратимы и идут в направлении образования алкановых соединений, не содержащих серы.

Сернистые соединения нафтенового ряда в результате деструктивной гидрогенизации молекул дисульфидов с разрывом связи S—S образуют бессернистые цикланы (циклогептанди и др.) с выделением сероводорода, на образование которого уходит около 88 % серы и исходного сульфида:

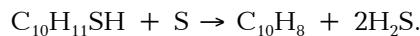


Сульфиды ароматического ряда (тиофенол и др.), образующиеся в результате деструктивного гидрогенизационного распада дисульфидов, претерпевают превращения, в результате которых образуются бензол и сероводород:



При изучении генерации сероводорода из жидких УВ выявлены дегидрогенизация УВ цикланового ряда и образование в результате этого процесса УВ аренового ряда. При дегидрогенизации циклогексанового кольца, являющегося совместно с бензолом конденсированной системой углеродного скелета, под влиянием элементарной серы, выступающей в роли деги-

дрирующего агента, образуются УВ аренового ряда. Это катализитические процессы, которые идут с увеличением температуры:



Подобные превращения, протекающие при температурах от 250 до 300 °С в течение всего лишь нескольких часов, могут осуществляться в реальных условиях месторождений в течение геологически коротких промежутков времени. Поэтому в сероводородоносных регионах с ужесточением термобарических условий наряду с увеличением метанизации конденсатов и нефтей в результатеdealкилирования ароматических УВ при термокатализе происходит новообразование соединений аренового ряда, компенсирующее термораспад ареновых УВ. Новообразование аренов с увеличением глубины и температуры в результате дегидрогенизации цикланов под влиянием серы отмечено у нефтей и конденсатов сероводородоносных регионов (О.И. Серебряков, 1976). Как правило, конденсаты сероводородоносных залежей характеризуются повышенной ароматизацией. Необходимо отметить некоторую общность схем превращения природных сероорганических соединений: основные реакции при этом — деструктивная гидрогенизация и эlimинирование серы в виде сероводорода, которые необратимо приводят к УВ соединениям, полностью лишенным серы.

Таким образом, с увеличением температур в процессы диспропорционирования цикланов, приводящие к новообразованиям алкановых и ареновых структур, вовлекаются все сернистые соединения, которые гидрируются и переводятся в газообразный сероводород. Происходит увеличение плотности нефтей и конденсатов, обусловленное повышением содержания ареновых структур, однако общее содержание серы в таких УВ резко уменьшается. Эти серосодержащие вещества, которые в течение преобразований обедняются водородом, за счет конденсации образуют высокомолекулярные остаточные продукты, что приводит к увеличению доли общей серы в высококипящих фракциях с повышением возраста УВ. Подобная картина отмечается в Прикаспийской, Волго-Уральской и других сероводородоносных провинциях.

Подобное распределение серы по фракциям УВ невозможно объяснить криптогипергенезом или палегипергенезом. Как видно из геохимических материалов, эти закономерности являются следствием глубоких катагенных преобразований УВ. Существует взаимная связь между содержанием серы в жид-

ких УВ и концентрацией сероводорода в газе. В условиях Прикаспия при сернистости подсолевых нефтеи 0,49 % (Пионерская площадь) в 1 т нефти содержится до 4,9 кг серы. За минимальный газовый фактор нефтеи подсолевых отложений Прикаспия можно принять усредненный газовый фактор нефтеи каменноугольного комплекса, составляющий не менее 200 м³/м³, так как на больших глубинах впадины этот фактор будет выше. В восточной части Прикаспийской впадины (Кенкияк, Жанажол и др.) газовый фактор достигает 700 и даже 900 м³/м³ (Б.А. Соловьев, 1982). Если сера сернистых соединений таких нефтеи перейдет в сероводород, то содержание его будет 25 г на 1 м³ газа, или более 2 %. Следовательно, при разложении сернистых соединений нефтеи вполне возможно получить те концентрации сероводорода, которые наблюдаются в природных газах. Чтобы обеспечить концентрацию сероводорода в 10 %, достаточно содержания соединений серы в нефтях около 2 % (О.И. Серебряков и др., 1976). В сульфатно-карбонатных комплексах встречаются нефти с гораздо большей сернистостью (до 6 % и выше).

Неизбежность образования сероводорода вытекает из самой сути процесса метаморфизма ОВ, когда сероводород генерируется в больших количествах на всех стадиях данного процесса. Генерация сероводорода из ОВ в природе энергетически более выгодная, чем генерация УВ. Масштабы продуцирования кислых газов в ходе преобразования ОВ настолько значительны, что участие их в формировании газовых залежей неминуемо. По данным Г.И. Амурского, при содержании ОВ в количестве 2 % породы объемом 1 км³ могут выделить до $1,32 \cdot 10^9$ м³ сероводорода.

Геохимические исследования позволяют выполнить балансовые расчеты возможных количественных пределов (табл. 33) накопления сероводорода в процессе генерации по схеме (О.И. Серебряков и др., 1976):



где указано содержание серы в ОВ пород ($C_{\text{ов}}$), в исходной нефти или микронефти ($C_{\text{м}}$), в сульфитах вод исходных ($C_{\text{ив}}$) и пластовых ($C_{\text{в}}$), в современных нефтях ($C_{\text{ув}}$), в пирите пород ($C_{\text{п}}$), а также количество сероводорода в системе (СВ).

Подсолевые отложения Прикаспийской впадины содержат до 0,2 % пирита на породу. Средневзвешенная открытая пористость этих пород составляет 5 %, общая до 30 %, на ряде площадей открытая пористость достигает 11 % (О.И. Серебряков и др., 1977). Для образования пирита необходимо не

менее 0,7 м³ сероводорода на 1 м³ породы. В водах, находящихся в 1 м³ породы, заключено 0,3 м³ сероводорода, т.е. для образования пирита и насыщения вод 1 м³ породы необходимо около 1 м³ сероводорода. В подсолевых известняках присутствует в среднем 1 % ОВ (до 30 кг/м³). Кларковые расчеты подтверждают, что при 1 % ОВ в процессе диагенеза из 1 м³ породы может генерироваться до 500 г нефти (Н.Б. Васкоевич, 1965 и др.).

1 §. 1 Э-‡ 33

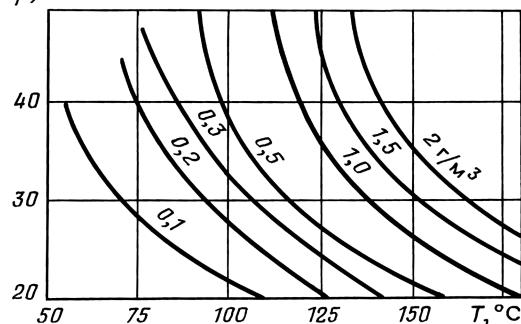
Перспективы газоносности Прикаспийского сероводородоносного бассейна

Возраст комплексов	Глубина, м	Пористость, %	Объем газа, м ³ /м ³		Удельная плотность газа, млрд.м ³ /км ³	
			УВ	сероводорода	УВ	сероводорода
Неоген	50	20	0,1	—	0,05	—
Палеоген	130	20	0,1	—	0,25	—
Альб-верх-немеловый	1000	20	0,2	—	0,45	—
Неоком-апт	1450	20	0,2	—	0,18	—
Юрский	2450	18	0,2	—	0,16	—
Триасовый	2850	10	0,7	—	2,0	—
Подсолевый	4300	6	0,9	0,1	25,5	2,0

Генетическая связь УВ с осадочной толщиной НГВ обуславливает пропорциональность запасов кислых газов объему последней (рис. 34). В Прикаспийской впадине объем осадочно-го выполнения $55 \cdot 10^5$ км³ (Ронов, Хайн и др., 1973). Содержание серы в современных нефтях подсолевых комплексов составляет в среднем 0,5 %, в микронефти — не более 4,5 %, или 22,5 г/м³ на породу. При термодеструкции микронефти в 1 м³ породы могло генерироваться до 0,1 м³ сероводорода. При восстановлении углеводородами воднорастворенных сульфатов (до 1500 мг/л до десульфирования) из 1 м³ породы может генерироваться около 0,1 м³ сероводорода.

Как известно, на образование одной грамм-молекулы сероводорода требуется два атома углерода органического вещества или на образование 32 г восстановленной серы требуется 24 г органического углерода. По экспериментальным данным (Беляев и др., 1981), в осадках современных водоемов ежегодно образуется до 3,7 г сероводорода на 1 кг ила. Для образования такого количества сероводорода расходуется ежегодно от 0,4 до 2,8 г углерода ОВ ($C_{\text{опт}}$). С глубиной бактериальная деятельность резко снижается. В Прикаспийском регионе на глубинах около 1000 м в анаэробных условиях ежегодно образуется 1,7 мг сероводорода на 1 кг породы в год, на что расходуется ежегодно 1,3 мг $C_{\text{опт}}$. Подобные же

Рис. 34. Растворимость элементарной серы в газах



масштабы генерации и в других акваториях Мирового океана.

Следовательно, породы объемом 1 км³ могут выделить около 10¹¹ м³ сероводорода при расходе С_{опр} около 1 %. Такие масштабы генерации дают основание рассматривать процессы катагенного метаморфизма ОВ в качестве возможного источника сероводорода в составе газов залежей. Количество сероводорода, генерировавшееся при катагенетическом преобразовании ОВ пород, сульфатов вод и серы нефтей, сопоставимо с количеством сероводорода, необходимого для образования пирита, насыщения пластовых вод и залежей УВ. Это позволяет считать процессы генерации сероводорода при катагенетических преобразованиях одним из основных источников его в сероводородсодержащих залежах.

Для высококонцентрированных сероводородсодержащих газовых залежей характерно локальное обогащение вмещающих пород элементарной серой. Нередко эти факты объясняются проявлением древнего окисления сероводорода залежи в зоне гипергенеза или даже криптогипергенеза. В таком случае сера должна встречаться в основном в прикровельной части залежи, максимально приближенной к возможным древним эрозионным поверхностям или, по крайней мере, не намного ниже ГВК. Однако на месторождениях сероводородсодержащих газов элементарная сера встречена практически по всему разрезу продуктивных комплексов. На Астраханском месторождении элементарная сера встречена (скв. 2 Долгожданная, инт. 4529 – 4530 м и др.) на 500 м ниже ГВК. Содержание серы составляет 0,2 % на массу породы (Л.А. Анисимов, 1977). Встречаются и более высокие концентрации рассеянной элементарной серы. Нахождение элементарной серы в глубоких

горизонтах осадочных пород зафиксировано в бассейне Анадарко на глубине 9590 м при бурении кембро-ордовикских отложений.

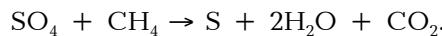
Исследования условий залегания серы в осадочных породах различных регионов указывают на возможности отложения элементарной серы непосредственно из сероводородсодержащих газов. При высоких пластовых давлениях в составе сероводорода газовых залежей присутствуют полисульфиды водорода, которые при снижении парциального давления разлагаются, выделяя элементарную серу. Существование полисульфидов подтверждает химическое взаимодействие в природных условиях между серой и сероводородом с образованием одинарных связей типа S—S. Полисульфиды водорода представляют собой желтые жидкости, метастабильные при температуре +20 °С. На месторождениях Канады, США, ФРГ наблюдалось массовое отложение элементарной серы в скважинах, на устье и в транспортных коммуникациях, причем сероотложения при содержании сероводорода ниже 4,8 % не наблюдались. Эти процессы характерны для газов, в которых концентрация сероводорода превышает 10 %, при содержании сероводорода более 35 % такие процессы постоянны.

В термобарических условиях Астраханской залежи в чистом сероводороде может быть растворено серы около 300 г/м³. Наличие в природных газах углекислого газа и в особенности метана резко снижает растворимость серы, и в газах она составляет уже 1,5 г/м³. При расходе газа 100 тыс. м³/сут в каждой скважине Астраханского месторождения ежесуточно может выпадать около 150 кг серы.

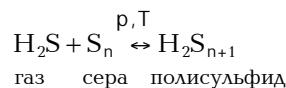
На месторождениях высокосернистых газов нередко потенциальные отборы превышают предельно допустимые, вследствие чего продуктивность скважин постепенно снижается. Исследования подтверждают в таких случаях появление серы в призабойных зонах. Выпадение серы уменьшает пористость продуктивных пластов, при этом перепад между пластовыми и забойными давлениями постепенно повышается, углубляя закупорку пластов и снижая производительность скважин вплоть до полной остановки работы. Д. Хайн (1980) приводит примеры, когда скважины при увеличении отбора газа с 565 до 1080 тыс. м³/сут переставали фонтанировать через десять суток работы из-за сероотложений в призабойной зоне.

Реальные возможности генерации элементарной серы в недрах подтверждаются тем, что на практике ее находят как в неглубоко залегающих пластиах с низким содержанием се-

роводорода (до 10 %) в газах Западной Европы, так и в сверхглубоких (свыше 9 км) газоносных пластах с повышением содержания сероводорода (Западный Техас). Практически подтверждены (У.Б. Опп, 1974 и др.) возможности образования серы в результате восстановления сульфатов углеводородами по схеме

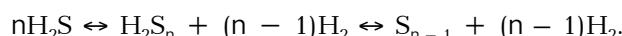


Исследования взаимодействия серы с природными газами позволили установить (У.Б. Опп, Д.Б. Хайн, 1974, 1968, 1980 и др.), что основным фактором, контролирующим содержание серы в высококонцентрированных сероводородсодержащих газах при температурах ниже точки плавления серы (+120 °C), является термобарическое равновесие в системах



В подобных химических реакциях из-за эндотермичности вправом направлении происходит уменьшение объемов, поэтому с повышением пластовых давлений и температур в залежах газа, т.е. с ростом АВПД, равновесие в системе будет смещаться в сторону образования полисульфидов, которые растворяются в УВ газах и переносятся их потоком. Снижение геотермических и геобарических градиентов в системах "пласт – скважина" приводит к смещению химических реакций вправо и выпадению серы из газовой фазы в пласте или на твердых поверхностях.

Сероводород при прямом разложении под воздействием катализаторов (pirит и др.) образует элементарную серу и довольно значительное количество водорода с промежуточным образованием полисульфидов (Д.Б. Хайн, 1980):



Пластовые сероводородсодержащие газы находятся в недрах в метастабильном равновесии, и при резком изменении факторов p и T скорость разложения полисульфидов может отставать от изменения градиентов p и T , вследствие чего содержание серы в газовой фазе должно быть выше прогнозного по термобарическим расчетам. Поскольку скорости химических реакций невысоки, то в скважинах, вскрывших залежи с высокими давлениями (АВПД) и содержаниями сероводорода, после резких депрессий при отработке и последующего закрытия на стабилизацию наблюдается медленное

нарастание давлений, превышающих пластовые. Это происходит в результате продолжающегося постепенного разложения части полисульфидов, которые не могут сохраняться в газах при измененном давлении и поэтому освобождают сероводород. Подобное поведение газовой сероводородной системы необходимо учитывать при газотермодинамических исследованиях в сероводородных скважинах.

Термобарические расчеты энергетического состояния УВ системы Астраханской залежи показывают, что вероятные условия генерации газовой смеси залежи соответствуют температурам от 150 до 170 °С, которые могут быть встречены на глубинах около 6 км (О.И. Серебряков, 1981). Снижение температуры до 50 °С и падение давления на 20 МПа при миграции газовой смеси типа астраханской из зон вероятной генерации в современную структурную ловушку приведет к уменьшению растворимости серы на 1 г/м³. При миграции газы объемом, равным объему Астраханской залежи, могут обеспечить выпадение свыше 1 млн. т элементарной серы. Следовательно, существующее содержание в породах рассеянной элементарной серы можно объяснить физико-химическими процессами при изменении фазового состояния.

Детальные исследования изотопного состава (и.с.) серы (Р.Г. Панкина, 1971 и др.) в различных сероводородоносных регионах указывают на ее обогащенность тяжелым изотопом, увеличивающуюся со стратиграфической глубиной. Наблюдается не только общая направленность изменения и.с. сульфатов по разрезу в различных геологических регионах мира, но и их сходство в одновозрастных отложениях.

Близость и.с. серы сульфатов сероводородных бассейнов обусловлена глобальными причинами: сходством масштабов и процессов солеотложений в них, одинаковым ослаблением микробиологической деятельности вследствие высокой концентрации солей, глобальными характеристиками аридного климата и т.д. (Н.А. Еременко, Р.Г. Панкина, 1971 и др.).

Изучение и.с. серы сероводорода различных крупных сероводородсодержащих газовых месторождений мира подтверждает большое сходство и.с. сероводорода с и.с. сульфатов вмещающих пород. На месторождении Лак и.с. серы сероводорода равен 14,5 %, что практически совпадает с и.с. сульфатов вмещающих отложений неокома. В Западно-Канадской провинции и.с. сероводорода девона изменяется от 12,6 до 15,5 % и близок и.с. серы сульфатов вмещающих отложений (месторождения Ледюк, Стетлер и др.). Изотопный

состав серы в нефтях США и Канады закономерно обогащается вверх по стратиграфическому разрезу в соответствии с изменением и.с. сульфатов пород.

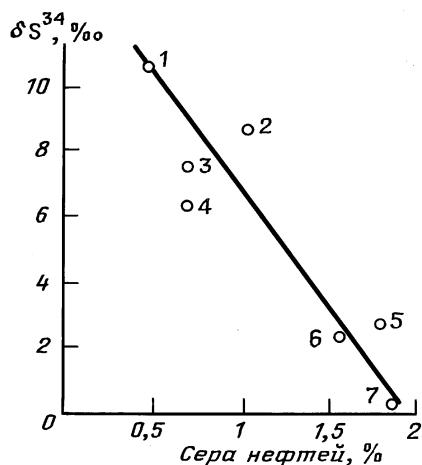
В Волго-Уральской провинции характер распределения и.с. серы (облегченность состава) в нефтях указывает на унаследованность серы нефтей относительно опресненной обстановки (рис. 35) седиментационного бассейна. Характер изменения и.с. серы газов в этом регионе подтверждает, что и.с. сероводорода и сульфатов близки.

Изучение и.с. серы на Оренбургском месторождении (Р.Г. Панкина, С.П. Максимов, 1971 и др.,) показало, что изменения и.с. ангидритов перми, в том числе кунгурского яруса, незначительны и находятся в пределах от +9,5 до +13,7 %, т.е. имеют и.с., типичный для эвапоритов перми экзогенных впадин. Пополнение сульфатов вод продуктивного горизонта происходило за счет растворения вмещающих пород. По сравнению с сульфатами вод и.с. сероводорода облегчен весьма незначительно и нередко приближается к и.с. сульфатов. Отмечается четкая связь и.с. серы сероводорода залежи с его концентрацией в газах. С увеличением концентрации сероводорода и.с. утяжеляется с +2 до +6 %.

Р.Г. Панкина, С.П. Максимов (1971) пришли к выводу, что образование сероводорода на Оренбургском месторождении происходило, вероятнее всего, в результате восстановления сульфатов вод. В этом процессе принимали участие УВ не современного месторождения, а залегающие в более древних глубоких горизонтах тяжелые и жидкие УВ.

Рис. 35. Зависимость изотопного состава серы от ее содержания в нефтях Волго-Уральской провинции.

Данные по месторождениям:
1 – Коханскому, 2 – Покровскому, 3 – Мухановскому, 4 –
Зольному, 5 – Леонидовскому, 6 – Ромашкинскому, 7 – Шпаковскому



Исследования и.с. серы различных соединений Астраханского месторождения свидетельствуют, что и.с. сероводорода газовой залежи сходен с и.с. вмещающих пород, у которых, как и у водорастворенных сульфатов, и.с. изменяется от 13,5 до 18,5 %. Это позволяет заключить, что источником серы в газе Астраханского месторождения служат сульфаты вод и пород (Р.Г. Панкина, В.Л. Мехтиева, 1983). Это подтверждается утяжеленным (до 6 %) составом углерода газов, сходным с изотопным составом углерода вмещающих карбонатов (О.И. Серебряков, 1979 и др.). Подобный и.с. сероводорода свидетельствует об отсутствии процессов микробиологической деятельности при восстановлении сульфатов углеводородами в процессе генерации сероводорода.

В Каракумской провинции и.с. водорастворенных сульфатов имеет широкий разброс значений (от +10,1 до +25,1 %) и в основном сходен с и.с. вмещающих ангидритов. Изотопный состав серы сероводорода меняется от +3,5 до +25,2 %. Характерной особенностью и.с. сероводорода является однородность в пределах гидрохимических зон или поясов газонакопления, причем изотопно облегченный сероводород размещается во внешнем поясе, а тяжелый – во внутреннем солевом ареале газонакопления (В.П. Гаврилов и др., 1979; Г.И. Амурский и др., 1976 и др.). Во всех случаях сера сероводорода и сульфатов вод содержит практически одинаковое количество тяжелого изотопа, что подтверждает происхождение сероводорода в газах за счет сульфатов вод (В.Е. Нарижная, 1965 и др.). Нередко и.с. сероводорода залежей тяжелее и.с. сульфатов вод, контактирующих с залежами, что трудно объяснить реакцией восстановления сульфатов. Г.И. Амурский с соавторами (1976) для объяснения утяжеления и.с. сероводорода привлекают механизм дальней миграции флюидов, так как естественно, что зоны минимальной сернистости газов характеризуются максимальной длиной миграционного пути сероводородсодержащих газов.

Из изложенных выше материалов следует, что и.с. сероводорода является индикатором его происхождения и может служить критерием для прогнозирования концентраций сероводорода газовых залежей. Сероводород генерируется в основном в процессах катагенного десульфирующего преобразования пластовых вод. Близость изотопного состава серы сероводорода залежей УВ составу серы вмещающих пород и подстилающих пластовых вод свидетельствует о единстве кругооборота серы в системе "залежь – породы – пластовые воды".

5

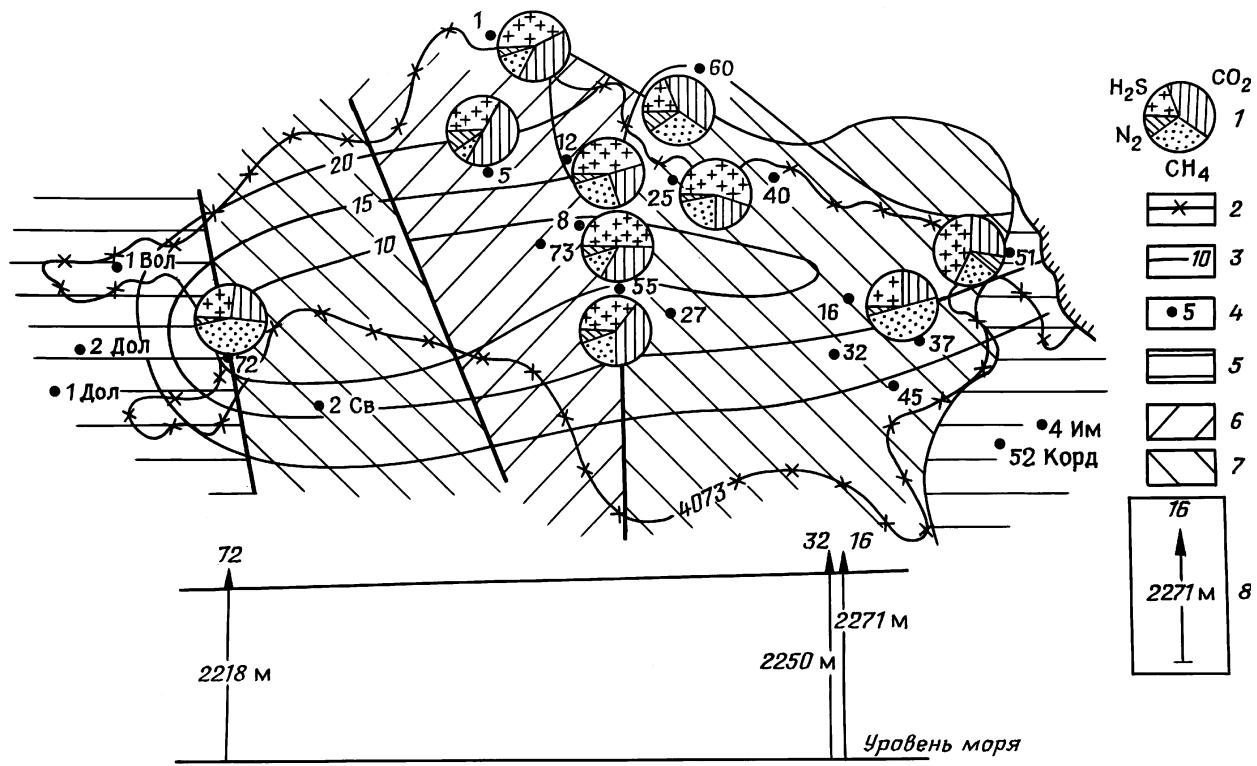
ÉàÑêéÉÖéäéÉàü äêí èçÖâò àï àÖëí éééÜÑÖçàâ èêàäÄëèàâëäéâ ÇèÄÑàçõ

5.1. ÉàÑêéÉÖéäéÉàöÖëäàÖ i ëäéÇàü Äëí êÄï ÄçëäéÉé ÉÄáéäéçÑÖçëÄí çéÉé àÖëí éééÜÑÖçàü

Астраханское газоконденсатное месторождение (АГКМ) приурочено к карбонатным отложениям башкирского яруса среднекаменноугольных отложений и контролируется одноименным сводом субширотного простирания. Резервуар газоконденсатной залежи характеризуется высокой степенью изоляции. Замкнутость газогидродинамической системы залежи АГКМ обусловила возникновение АВПД. О напряженности гидродинамической обстановки свидетельствуют коэффициенты аномалийности, достигающие в пределах залежи значений 1,56 – 1,58.

На Астраханском газоконденсатном месторождении вниз по стратиграфическому разрезу минерализация пластовых вод постепенно увеличивается от 1 до 30 г/л в неогеновом и палеогеновом комплексах и от 30 до 130 г/л в меловых, до 130 – 150 г/л в юрских и до 200 – 240 г/л в триасовых отложениях. Рассолы (300 – 400 г/л) зафиксированы в кунгурских соленосных толщах.

В подсолевых отложениях встречены воды двух аномальных гидрохимических типов. На региональном фоне пермских и каменноугольных вод хлоркальциевого типа юга Прикаспия с минерализацией до 250 г/л залежь сероводородных газов в башкирских известняках подстилается пластовыми водами с минерализацией до 100 – 120 г/л (рис. 36). Воды другого типа получены совместно с газами из продуктивной залежи, с которыми выносятся слабоминерализованные воды, по своему составу резко отличающиеся от пластовых.



Итак, подошвенные воды характеризуются минерализацией 60–120 г/л. Причем зоны развития солености вод в целом отражают блоковое строение залежи. В центральной части развиты воды меньшей минерализации, в основном от 60 до 80 г/л (скв. 12, 25, 27, 26, 16, 27, 37, 45). Такой же степени солености достигают воды и в западной части залежи, орографически приуроченной к Волго-Ахтубинской пойме (скв. 72, 2Св). К контуру минерализация подошвенных вод постепенно увеличивается до 100 г/л (скв. 40, 51). Законтурным водам свойственна самая высокая минерализация. На западном крыле (скв. 1, 2, 5 Долгожданной площади) она достигает 114–147 г/л. На восточном крыле (скв. 2,52 Кордуанской площади, скв. 4 Имашевской площади) соленость законтурных вод составляет 94–141 г/л. Минерализация подошвенных вод увеличивается и в северо-западном направлении (до 105–110 г/л). Для подошвенных вод характерно повышенное содержание гидрокарбонатов и пониженное содержание сульфатов.

К контуру залежи с повышением минерализации содержание гидрокарбонатов уменьшается, сульфатов – повышается, и уже законтурные воды приобретают "фоновый" хлоркальциевый тип. В маломинерализованных водах отсутствует йод, содержание брома невысокое.

Такое распределение водорасторовленных солей может свидетельствовать о различном характере обменных и окислительно-восстановительных процессов водоносной и газоносной частей продуктивного комплекса. В карбонатном разрезе месторождения сульфатные породы (ангидриты) вскрыты в нижнем карбоне. И фоновые воды, и сульфатные породы могут служить неиссякаемым источником сульфатов для их восполнения в подошвенных водах.

Причиной низкой сульфатности и даже полного обессульфачивания подошвенных вод и их повышенной гидрокарбонатности в локальных центральных частях залежи могут быть процессы катагенной сульфатредукции в зоне ГВК. К контуру

Рис. 36. Гидрогеологическая обстановка Астраханского газоконденсатного месторождения. (составили В.П. Ильченко, О.И. Серебряков, 1992):

1 – состав водорасторенного газа; 2 – контур газоносности; 3 – линия равного газосодержания, $\text{м}^3/\text{м}^3$; 4 – скважины, по которым получена газогидрогеохимическая информация; зоны распространения вод с минерализацией: 5 – более 100 г/л; 6 – 80–100 г/л; 7 – 60–80 г/л; 8 – скважина, приведенный напор в ней. На карте приведены названия площадей Юго-Западной части Прикаспийской впадины: Вол – Воложковская, Дол – Долгожданная, Св – Светлошаринская, Им – Имашевская, Корд – Кордуан

с уменьшением высоты залежи эти процессы постепенно застухают, и в законтурных водах содержание сульфатов и гидрокарбонатов восстанавливается до "фоновых". Анализ распределения химических компонентов водорасторвенных солей подтверждает преобладание в формировании минерализации вод продуктивного комплекса процессов катионового обмена в системе "порода – вода" (В.П. Ильченко, 1992).

Расчеты Ю.Г. Гирина (1989) подтвердили наклон плоскости газоводяного контакта на АГКМ в юго-западном направлении. На схеме приведенных напоров наблюдается перепад напоров с северо-востока на юго-запад от 2278 м (скв. 16, инт. 4134–4129 м) до 2218 м (скв. 72, инт. 4155–4140 м).

В составе водорасторвенных газов существенна доля кислых компонентов. Содержание углекислого газа изменяется от 23 до 58 %, сероводорода – от 24 до 48 %, на долю метана приходится до 54 %, азота – от 0,4 до 5 %. Распределение газовых компонентов в пластовом газе обуславливает характер распределения их в подошвенных водах. Вследствие этого в изменении концентрации водорасторвенных газов по площади прослеживаются закономерности, отмеченные для пластового газа залежи. Так, максимальные концентрации метана наблюдаются в водах, приуроченных к восточной и южной периферийным областям: 54,4 % (скв. 37) и 50,3 % (скв. 2 Светлошаринская). Минимальное содержание метана в водорасторвенных газах отмечается в центральных частях залежи. В скв. 12 оно составляет 23,5 %, а в скв. 8 – 15,5 % (табл. 34).

Таблица 34

Состав водорасторвенных газов каменноугольного комплекса Астраханского ГКМ

Номер скважины	Интервал, м	Газовый фактор, м ³ /м ³	Содержание компонентов, % (молярная доля)			
			C ₁	C ₂	C ₃	C ₄
45	4087–4057	14,8	45,6	3,34	1,44	0,95
8	4137–4123	7,7	15,5	0,38	0,07	0,05
72	4155–4140	9,6	46,0			
27	4084–4065	34,1	24,8	0,56	0,33	0,12
12	4090–4078	19,6	24,1	0,35	0,08	
5	4202–4184	17,5	58,5	1,88	0,60	0,08
55	4135–4123	10,7	19,6	0,06	0,01	0,01
37	4057–4052	18,8	54,4	0,61	0,12	0,03
51	4424–4412	13,0	19,8	0,87	0,07	
60	4536–4572	13,2	31,9			C.п.

Продолжение табл. 34

Номер скважины	Интервал, м	Газо-вый фактор, $\text{м}^3/\text{м}^3$	Содержание компонентов, % (молярная доля)			
			$\text{C}_{5+\text{B}}$	N_2	CO_2	H_2S
45	4087—4057	14,8	0,52	2,18	14,7	31,0
8	4137—4123	7,7	0,02	1,09	33,8	48,4
72	4155—4140	9,6			22,6	29,0
27	4084—4065	34,1	0,16	0,09	33,4	40,5
12	4090—4078	19,6	0,09	4,81	26,9	43,6
5	4202—4184	17,5	0,06	0,81	11,0	26,5
55	4135—4123	10,7	Следы	0,40	42,1	35,6
37	4057—4052	18,8	"	2,68	18,1	23,6
51	4424—4412	13,0	"	3,62	31,3	44,4
60	4536—4572	13,2		8,82	32,9	20,4

Увеличение концентрации от центральной зоны залежи к периферийной наблюдается также для других водорастворенных углеводородных компонентов и азота.

Изменение сероводорода в водорастворенных газах характеризуется возрастанием его концентраций от центра к периферии. Наиболее отчетливо эта закономерность прослеживается в западной части залежи. Так, в подошвенных водах (скв. 5, 12, 55) содержание сероводорода составляет 33—38 %, а в контурных водах оно равно уже 47—54 %. Газонасыщенность подошвенных вод АГКМ увеличивается от центральных частей залежи к периферии от 7,7 (скв. 8) до 18, 8—19,6 $\text{м}^3/\text{м}^3$ (скв. 37, 12). Причем она контролируется содержанием сероводорода в водорастворенном газе. В переходной зоне газонасыщенность вод значительно выше. Так, в скв. 45 (инт. 4087—4057 м) она достигает 58,5 $\text{м}^3/\text{м}^3$, а в скв. 8 (инт. 4137—4183 м) газонасыщенность вод, подстилающих залежь, равна 7,7 $\text{м}^3/\text{м}^3$. Иными словами, с удалением от ГВК газонасыщенность вод уменьшается (рис. 37, 38).

Такое соотношение компонентов газа в водорастворенных смесях и в продуктивной залежи указывает на то, что парциальная упругость водорастворенного сероводорода составляет около 10 МПа, тогда как в свободных газах залежи его парциальная упругость не менее 15 МПа. Следовательно, фазовое равновесие системы АГКМ "залежь—вода" по сероводороду сдвинуто в сторону пластовых вод, т.е. происходит диссипация сероводорода из залежи в пластовые воды (О.И. Серебряков, В.П. Ильченко, Е.М. Королева, 1990).

Предельная расчетная газонасыщенность вод значительно выше фактической и достигает 92 $\text{м}^3/\text{м}^3$. Давление насыщения

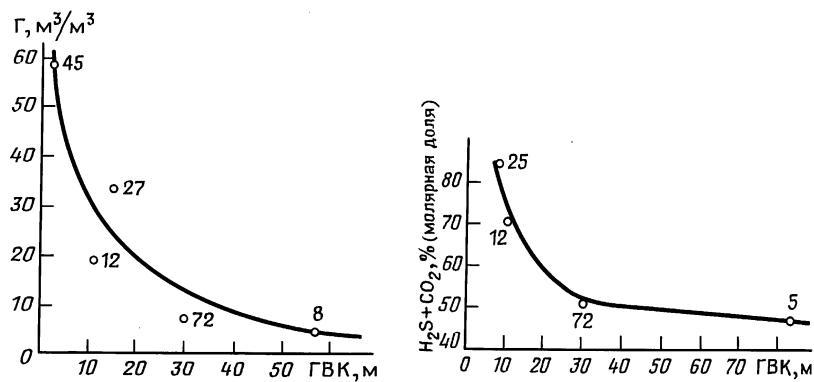


Рис. 37. Зависимость газосодержания подошвенных вод АГКМ от расстояния до газоводяного контакта (составил В.П. Ильченко, 1988). Цифры у точек – номера скважин

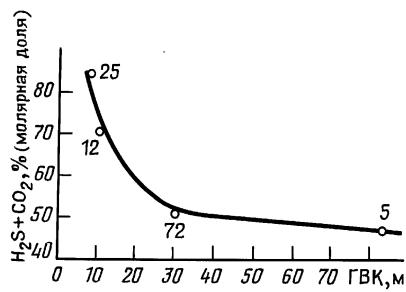


Рис. 38. Зависимость содержания кислых компонентов в водорастворенных газах подошвенных вод АГКМ от расстояния до газоводяного контакта (составил В.П. Ильченко, 1988)

водорастворенных газов примерно 20 МПа. Коэффициент газонасыщенности вод ($p_{\text{нас}}/p_{\text{пл}}$) около 0,3.

На АГКМ в геологических условиях аномального пластового давления (до 62 МПа) и высоких температур (до 110 °C) существующими системами в природном газе являются углеводородные компоненты и природные воды при корректирующей роли водофильтрального сероводорода. В таких условиях в парообразном состоянии может содержаться, в зависимости от концентрации сероводорода, от 6 до 9 г/м³ влаги, которая и представляет собой потенциальную величину конденсационных вод. Количество конденсирующейся воды (г/м³) при термобарических изменениях определяется разностью влагосодержания (+W) в начальных (p_1, T_1) и текущих (p_2, T_2) условиях, а также объемами газа (V):

$$+W = \frac{Vp}{T} \left(\frac{W_1 p_1}{T_1} - \frac{W_2 p_2}{T_2} \right).$$

Положительные значения этой величины означают конденсацию воды, отрицательные – испарение воды в газовую систему из-за ее недонасыщенности влагой в текущих условиях по сравнению с начальными.

Выход конденсационных вод и их минерализация находятся во взаимосвязи с дебитами газа. При дебитах газа до 240 тыс. м³/сут его ВГФ составил 1,45 г/м³, а при увеличении

дебита газа до 558 тыс. м³/сут его ВГФ повысился до 5,9 г/м³ (скв. 17). С повышением ВГФ увеличивается минерализация выносимых вод. При ВГФ около 1 г/м³ минерализация попутных вод не превышает 1 г/л (скв. 58), при увеличении ВГФ до 5 г/м³ минерализация вод повышается до 4 г/л (скв. 17), а при ВГФ до 15 г/м³ содержание солей в попутных водах достигает 10 и даже 40 г/л (скв. 32 и др.).

По мере увеличения выхода конденсационных вод и повышения в них содержания солей последовательно изменяется соотношение растворенных компонентов и гидрохимических типов вод. Разнотипность конденсационных вод и их гидрохимическое непостоянство – следствие селективного выноса солей в процессе работы скважин, обусловленного молекуллярной растворимостью различных солей в паре, изменяющейся в зависимости от перепада пластовых и забойных давлений (депрессия на пласт). В равновесных пластовых условиях из соединений солей наибольшую растворимость в водяном паре имеет, по Аррениусу, Na/Cl, затем в порядке убывания CaCl₂, Na₂SO₄, CaSO₄. При изменении гидрохимического равновесия в результате снижения давлений вместе с конденсирующейся влагой в первую очередь будут выноситься наименее растворимые соли кальция (хлориды и гидрокарбонаты). При дальнейшем увеличении депрессии выносятся соли натрия. Последовательный селективный вынос солей приводит к постепенному увеличению минерализации вод при повышении дебитов газа и конденсационной влаги.

При критических депрессиях потоками газа будут срываться связанные с коллекторами воды (пленочные и др.). Если учесть, что минерализация остаточных поровых вод превышает минерализацию пластовых вод, а остаточная водонасыщенность коллекторов АГКМ составляет 30 %, то не исключено, что при высоких дебитах газа конденсационные воды могут приближаться по составу и минерализации к водам, залегающим в коллекторах, создавая псевдоэффект вторжения в залежь пластовых вод.

Моделирование взаимосвязей между пластовыми термобарическими условиями, дебитами газа, количеством конденсационных и пластовых вод, их газовыми и гидрохимическими составами позволяет прогнозировать различные этапы режима разработки сероводородсодержащей залежи и влияние отдельных типов природных вод на работу скважин. Линейная зависимость дебитов воды и дебитов газа (пластовых давлений), наблюдаемая на начальном периоде разработки АГКМ, будет свидетельствовать об упругогазовом режиме залежи.

Тенденция к выполнению кривых дебитов и давлений может свидетельствовать о преобладании процессов конденсации паров на данном этапе режима разработки. Тенденция к повышению дебитов вод (и давлений) обусловливается вторжением в пределы залежи подошвенных вод.

Сероводородсодержащие пластовые системы, как и любые газожидкостные системы, имеют две области превращений – нормальную и ретроградную, разделенные точкой минимума растворимости воды в газе – давлением максимальной конденсации. В сероводородсодержащих смесях выше этого давления ретроградное выделение вод ведет к стабилизации дебитов конденсационных вод, зависящей от текущих термодинамических пластовых, забойных и устьевых параметров, объемов добываемого газа и энергетических возможностей газового потока. На втором этапе, когда давление в пласте и скважине становится ниже давления максимальной конденсации для воды (всегда более высокого, чем для углеводородов), происходят нормальная конденсация и одновременно процесс увеличения влагосодержания газов, вызываемый нормальным испарением влаги при снижении давлений. Однонаправленность этих процессов приводит к постоянному росту доли воды в добываемом газе.

В термобарических условиях АГКМ система "метан – тяжелые УВ" имеет давление максимальной конденсации около 40 МПа, что значительно ниже пластового. Для системы "метан – вода" давление максимальной конденсации составляет 69 МПа, т.е. практически равно пластовому. Расчеты показывают, что наличие сероводорода до 25 % увеличивает влагаемость газовой системы в 1,5–2 раза, т.е. в реальных геохимических и термобарических условиях АГКМ давление максимальной конденсации воды должно быть не менее 80 МПа. Это означает, что при стабилизации по тем или иным геологическим причинам пластового давления до 62 МПа, которое ниже точки минимума растворимости воды в сероводородсодержащем газе почти на 30 %, в пласте вследствие фазовых преобразований в системе "природный газ – вода", сопровождающих процессы ретроградной конденсации воды из исходной газоконденсатнопаровой смеси, произошло выпадение конденсационной воды в зоне ГВК и образование опресненной водной оторочки на поверхности высокоминерализованных пластовых вод со всеми вытекающими отсюда последствиями для химизма подошвенных вод.

Для образования опресненной оторочки газы АГКМ в объеме существующей ловушки (до 2–3 трлн. м³) выделяют

около $4 \cdot 10^8$ м³ конденсационных вод. Такое количество сконденсировавшихся вод в подошвенной части газовой залежи совпадает с площадным распространением и толщиной слоя опресненной водной пачки, выделяемой по гидрохимическим материалам. Минимальная концентрация солей (60–80 г/л) наблюдается во внутренней присводовой зоне ловушки. К крыльям залежи минерализация вод увеличивается до 100–110 г/л, и за контуром залежи минерализация пластовых вод приобретает фоновые значения (до 150 г/л) и типичный хлоркальциевый тип.

В результате взаимодействия конденсационных вод с пластовыми флюидами формируются различные гидрохимические типы вод, генерируется сероводород и преобразуются породы. Это подтверждается снижением щелочности вод при уменьшении их минерализации, возрастанием содержания в них гидрокарбонатов и кальция, уменьшением количества сульфатов и хлоридов, что приводит к выпадению солей и залечиванию в зоне ГВК трещин вторичным кальцием и доломитом и запечатыванию залежи снизу в результате самокольматации коллекторов в этой зоне (О.И. Серебряков, В.П. Ильченко, Е.М. Королева, 1990).

Выявленные площадные и вертикальные гидрохимические зональности гидрогеологической модели АГКМ не противоречат гравитационным принципам, так как менее минерализованные воды залегают на более минерализованных, в связи с чем они могут быть связаны в подобных условиях лишь с явлением диффузии под воздействием перепада концентрации растворенных солей. Существующее распределение природных вод в продуктивном комплексе АГКМ свидетельствует о сравнительно молодом возрасте формирования газоконденсатной залежи, так как процессы выравнивания солевых концентраций до сих пор не завершены, а перераспределение газовых компонентов продолжается, вероятнее всего, и в настоящее время.

5.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАРАЧАГАНАКСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидрогеологические условия Караганакского газоконденсатного месторождения (КГКМ) изучены работами Г.С. Долговой, Л.Д. Тальновой, Н.В. Клычева, В.М. Кирьяшкина, Р.Г. Семашева и других исследователей.

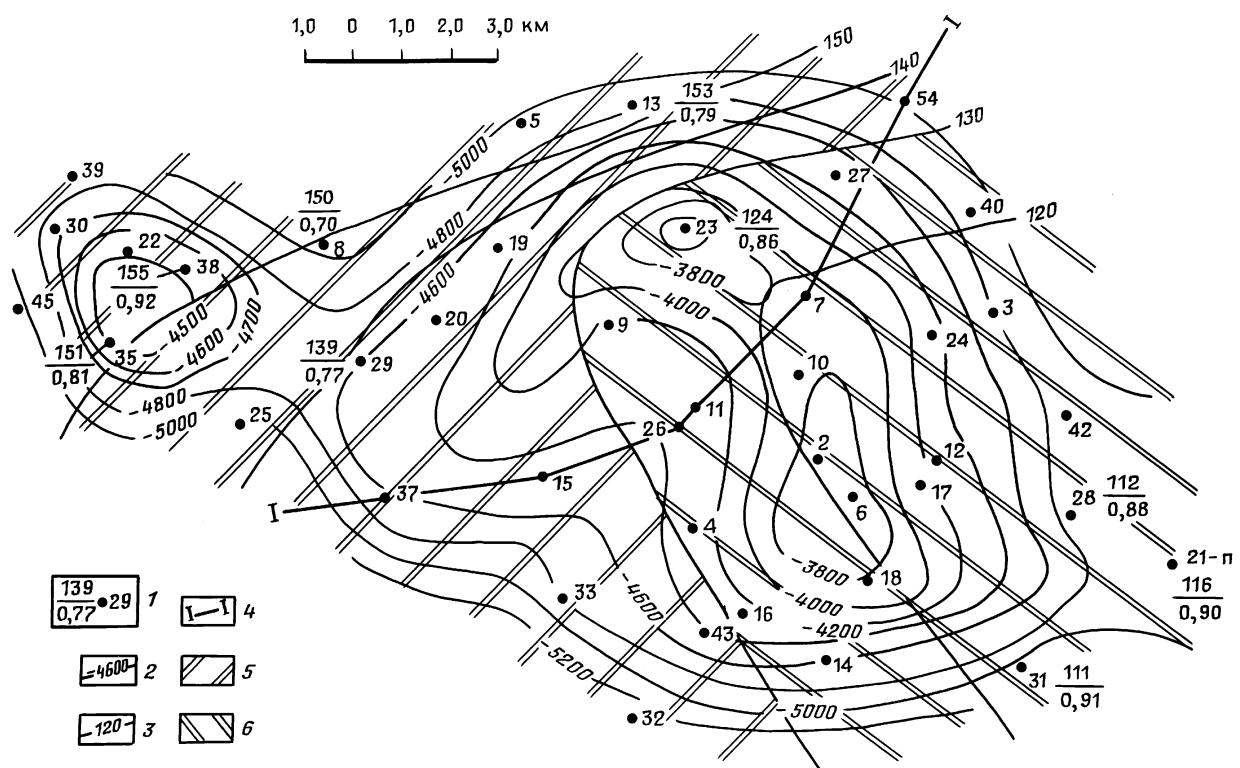
Караганакское месторождение расположено в северной прибрежной зоне Прикаспийской впадины. Его резервуар представляет собой крупный подсолевой рифогенний карбонатный массив, заполненный углеводородной смесью сложного состава и нефтью. Карбонатный массив – это тонкослоистое тело с преимущественной толщиной пластов 1–5 м. Слоистый характер строения карбонатного массива обуславливает гидродинамическую связь в пачках коллекторов по напластованию; эта связь затруднена в перпендикулярном напластованию направлении. Размер массива 15 · 30 км, высота продуктивной толщи 1600 м при общей толщине подсолевых верхнедевонских-нижнепермских отложений до 2000 м.

Водонасыщенные породы комплекса представлены пористыми и трещиноватыми известняками, в различной степени доломитизированными. Их коллекторские свойства изменяются в широких пределах. Дебиты самоизливающихся скважин по данным НВ НИИГГ колеблются от 1,4 до 49 м³/сут при депрессиях на пласт 20–33 кг/см².

В продуктивном разрезе выделены три объекта разработки: два газоконденсатных (нижнепермский и каменноугольный) и нефтяной (каменноугольно-девонский). Водонефтяной контакт по данным опробования установлен на отметке – 5150 м, газонефтяной контакт – на глубине 4950 м. Начальное пластовое давление в залежи изменяется от 54 до 60 МПа. Пластовая температура 70–90 °С. Залежь находится на глубине 3650–5300 м.

На Караганакском месторождении распространены застойные воды с минерализацией 112–160 г/л. Наиболее минерализованные и метаморфизованные воды с повышенным абсолютным и относительным содержанием хлоридов кальция распространены на севере, западе и, видимо, юге поднятия. Иной гидрохимический облик имеют воды его центральной и восточной частей. Здесь они менее минерализованы и менее метаморфизованы (рис. 39, 40). Наблюдается повышенное содержание микроэлементов (йод, бром, бор, стронций) в водах (табл. 35).

Рис. 39. Схематическая гидрогеохимическая карта Караганакского месторождения (составил В.П. Ильченко, 1994):
1 – скважина, в числите – минерализация, г/л; в знаменателе – натрий-хлорный коэффициент; 2 – изолинии размытой поверхности продуктивной толщи артинско-сакмаро-ассельских отложений (по Н.Ж. Сиражеву, 1990); 3 – изоминеры, г/л; 4 – линия геологического разреза; 5 – зона вод повышенной минерализации; 6 – зона вод пониженной минерализации



Гидрогеологи НВ НИИГГ отмечают, что все притоки вод получены в подошвенной части залежи и приурочены к разновозрастным отложениям. На центральном и восточном участках поднятия пластовые воды, полученные в скв. 21, 28, 17 и 23, связаны с наиболее древними во вскрытом разрезе отложениями турнейско-фаменского возраста, на западе в скв. 8, 29, 35 и юге в скв. 33 — с отложениями раннетурнейского возраста, на севере — с отложениями серпуховского (скв. II–13) и визейско-серпуховского (скв. 27) возраста.

Г.С. Долговой (1988) установлено, что химическая характеристика природных вод Караганакского поднятия имеет основную специфическую региональную закономерность, присущую водонапорной системе глубокопогруженных горизонтов Прикаспийской впадины, — наличие гидрохимической инверсии. В результате статистической обработки гидрохимических параметров вод этих комплексов пород установлено их различие как по солевому, так и по газовому составу. Минерализа-

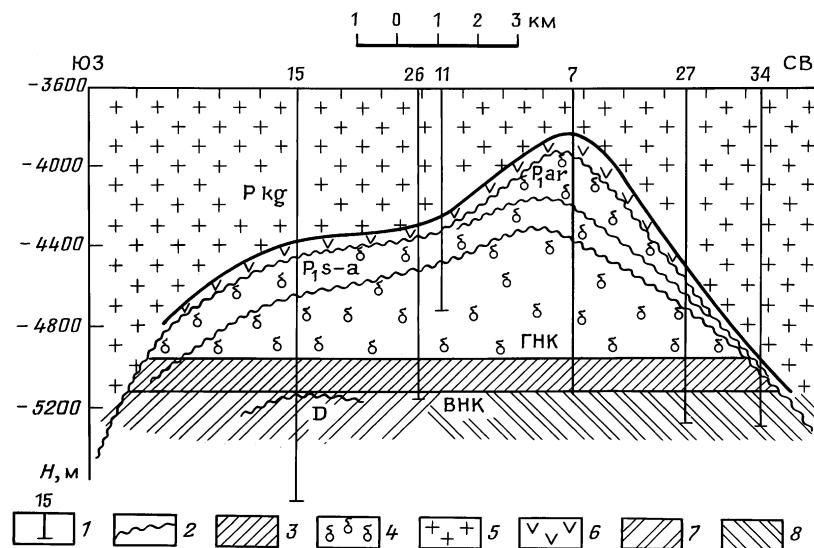


Рис. 40. Схематический гидрогохимический профиль Караганакского месторождения (составил В.П. Ильченко, 1994):

1 — скважина; 2 — стратиграфические несогласия; 3 — нефтяная залежь; 4 — залежь газоконденсата; 5 — каменная соль в отложениях кунгурского яруса; 6 — ангидриты филипповского горизонта кунгурского яруса; 7 — зона повышенной минерализации пластовых вод; 8 — зона вод пониженной минерализации

1 §. ІІ-§ 35

Характеристика пластовых вод Караганакского месторождения (данные НВ НИИГГ)

Номер сква-жины	Интервал перфора-ции, м	Плот-ность воды, г/см ³	Минера-лизация воды, г/л	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	Содержание микроэлементов, мг/л			
					I	Br	B	Sr
13-П	5202–5217	1,010	152,9	0,79	27,5	469,0	140,0	224,0
27	5262–5290	1,099	145,3	0,81	24,7	513,4	117,0	139,0
8	5297–5333	1,105	149,8	0,78	16,4	585,5	88,0	268,0
29	5342–5332	1,097	138,8	0,77	14,0	600,0	64,0	215,0
23	5226–5241	1,083	123,7	0,86	49,3	618,9	296,0	118,0
21	5311–5322	1,075	116,2	0,90	31,2	390,3	154,0	152,0
28	5280–5305	1,080	112,2	0,88	29,7	306,8	Нет св.	Нет св.
35	5304–5313	1,110	155,4	0,82	16,5	504,2	"	"
35	5304–5313	1,106	150,9	0,81	16,5	504,2	"	"
33	5247–5260	1,114	166,8	0,77	40,0	135,4	239,8	"

Анализ показывает, что гидрохимическая инверсия на Караганакском месторождении – результат совокупного действия многих факторов, основные из которых: 1) конденсационные, возрожденные и органогенные воды; 2) взаимодействие природных вод с углеводородами залежи с учетом литологического фактора.

Относительное понижение минерализации пластовых вод в ареале влияния залежей высококонцентрированных сероводородных газов обусловлено геохимическими процессами, протекающими в карбонатно-сульфатных комплексах. С повышением содержания сероводорода в залежах наблюдаются более заметные преобразования в подстилающих водах. В процессе взаимодействия сероводорода залежей и пластовых вод происходит изменение химического состава последних. Подстилающие сероводородоносные залежи воды содержат относительно пониженное количество кальция и сульфатов, вследствие чего иногда достигается предел насыщения вод сульфатами (Оренбургское и Караганакское месторождения). В составе вод растворенных газов существенна доля кислых компонентов – сероводорода 16–23 %, углекислого газа 13–27 %. На долю углеводородов приходится 40–55 % (табл. 36). Газонасыщенность вод высокая ($5717–7543 \text{ см}^3/\text{л}$).

В отличие от вод Астраханского месторождения, на Караганаке коэффициент газонасыщенности вод растворенных газов выше и достигает 0,8–1,0. В составе вод растворенных

1‡. II‡ 36

**Состав и упругость водорастворенных газов месторождения Караганак
(по В.М. Кирьяшкину, 1988)**

Номер скважи-ны	Интервал перфора-ции, м	Темпе-ратура воды на глубине отбора проб, °C	Газона-сыщен-ность вол, см ³ /л	Состав, % (объемная доля)						Упру-гость, МПа	Пластовое давление на глубине отбора проб, МПа
				CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ +R	TY	H ₂		
6	5185–5195	80	5717	27,36	23,34	40,10	4,92	3,27	1,01	46,20	47,70
6	5185–5195	80	6188	27,36	23,34	40,10	4,92	3,27	1,01	51,60	47,70
8	5307–5310	82	6500	17,73	22,37	52,79	2,29	4,82	—	64,10	59,02
8	5265–5284	81	6660	18,01	21,59	53,08	0,89	4,14	2,29	64,80	57,25
21	5311–5322	85	6305	27,26	26,48	38,33	6,94	0,71	0,18	48,94	61,28
21	5260–5284	85	6090	21,00	16,18	54,39	1,67	2,86	4,10	62,70	54,40
23	5332–5336	85	5950	13,24	33,17	45,13	2,82	4,94	0,70	59,80	60,80
28	5280–5309	80	7543	34,35	22,05	37,61	1,78	3,83	0,38	54,18	53,40
29	5332–5342	82	7338	18,00	22,00	50,11	1,50	8,39	—	62,70	57,00
35	5283–5288	89	6390	15,54	23,40	57,93	0,86	2,27	—	63,00	59,80

газов наблюдается четко выраженная зональность, соответствующая гидрохимической и выражющаяся в увеличении концентрации кислых компонентов в юго-восточном направлении.

Сероводород и углекислота хорошо растворимы не только в углеводородной жидкой фазе, но и в воде. Выполненные расчеты показали (В.П. Ильченко, 1991), что влагоемкость пластового газа Караганакского ГКМ $5 \text{ г}/\text{м}^3$. Для сравнения отметим, что влагоемкость пластового газа Астраханского ГКМ составляет $9 - 10 \text{ г}/\text{м}^3$. Это обусловлено тем, что в составе пластовой смеси АГКМ доля кислых компонентов выше, чем их содержание в пластовой продукции КГКМ.

Основываясь на различии в физико-химической характеристике природной (пластовой) воды КГКМ и воды, получаемой из межколонного пространства скважин, и учитывая газовую составляющую месторождения, мы разработали гидрохимический метод диагностирования межколонных флюидопроявлений (В.П. Ильченко, Р.А. Тенн, 1992).

По мнению С.М. Камалова и В.М. Кирьяшкина (1988), Караганакское месторождение сформировалось в два этапа. На первом из них ловушки были заполнены преимущественно нефтью, на втором – произошло вытеснение последней газом. Причем главенствующая роль отводится водорасторренным газам, выделившимся из вод глубокозалегающих отложений. Эти выводы основаны на расчетах, выполненных с учетом современных значений приведенных напоров и указывающих на потенциальную возможность движения подземных флюидов со скоростью $2 - 3 \text{ мм}/\text{год}$. Это означает, что расстояние в 50 км условный объем воды может пройти за $20 - 25$ млн. лет. Но на более ранних этапах развития региона, когда водовмещающие породы обладали более высокими фильтрационно-емкостными свойствами, скорости движения подземных вод должны были быть еще выше.

С позиций названных исследователей подошвенные и за контурные воды Караганакского месторождения до семи километровой глубины содержат такие массы УВ, которых вполне достаточно для формирования самых крупных месторождений. Этот вывод опирается на следующие расчеты. По данным гидрогеологических исследований, на глубине 5200 м содержание водорасторренных газов в подземных водах составляет $8 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Экстраполяция графиков давления и температуры до отметки 7 км показывает, что пластовое давление здесь достигает 80 МПа, а температура 115°C . При таких термобарических параметрах газоемкость водонапорной сис-

темы составит $10 - 12 \text{ м}^3/\text{м}^3$. И при допущении миграции УВ на расстояние 50 – 150 км активные ресурсы для формирования Караганакского месторождения соответственно возрастут. Иными словами, в формировании Караганакского месторождения С.М. Камалов и В.М. Кирьяшкин (1988) существенное место отводят гидродинамическому фактору, т.е. движению вод.

Иного мнения придерживается Л.Д. Тальнова (1988). Проведенные ею расчеты показали, что горизонтальная составляющая скорости потока равна всего 0,0041 м/год. Такая малая скорость не может обеспечить свободного оттока элизионных вод от областей питания. Гидравлические сопротивления на путях подземного потока создают условия для частичной изоляции резервуара и формирования АВПД. В приконтактной зоне нижнепермско-каменноугольной залежи с водоносным комплексом пластовые давления равны 59,28–59,44 МПа, что превышает условно-гидростатические давления в 1,14–1,16 раза.

Это значит, что формирование Караганакского месторождения могло происходить в условиях интенсивного притока УВ, для которого помимо достаточности ресурсов требовались совершенные пути их доставки от мест генерации до ловушки. Такие условия обеспечиваются, в частности, наличием регионального наклона продуцирующих пород, достаточно высокой проницаемости. На Караганакской площади, указанный фактор реализуется за счет уступообразного погружения подсолевой толщи с градиентом погружения 100 м/км. Поэтому, на наш взгляд, не движение вод, а струйная (ступенчатая) миграция газа была определяющим фактором в заполнении ловушки углеводородами. Повышенная газонасыщенность приkontурных вод – результат их взаимодействия с залежью УВ. Причем по мере удаления от залежи газонасыщенность вод убывает до региональных фоновых значений.

5.3. ÉàÑééÉÖéäéÉàóÖëäàÖ ì eäéÇàü í ÖçÉàáëäéÉé çÖí i üçéÉé àÖëíééÜÑöçàü

Пластовые воды подсолевого гидрологического этажа непосредственно в пределах Тенгизского месторождения еще не вскрыты. Все пробуренные скважины, в том числе и самая глубокая скв. 10 (5413 м), не вышли из нефтяной залежи. Есть сведения по скв. 12, 13, 14 Королевской площади, нижний нефтеносный этаж которой взаимосвязан с Тенгизским

месторождением (табл. 37). Минерализация вод 114–162 г/л, натрий-хлорный коэффициент 0,87–0,99. В воде содержатся повышенные концентрации микроэлементов, что в первую очередь указывает на ее пластовый характер (табл. 38). О гидрохимических особенностях Тенгизского нефтяного месторождения в определенной степени можно судить исходя из общих представлений, основываясь на знании глубокозалегающих водонапорных систем Астраханского, Караганакского, Жанажольского и других залежей углеводородов.

Анализ сероводородных продуктивных комплексов Прикаспийской впадины и ее обрамления показал, что подстилающие залежь подземные воды имеют специфический состав. Высокое содержание сероводорода, бессульфатность, повышенное содержание микроэлементов свидетельствуют о длительном контакте этих вод с углеводородами. Происхождение таких вод главным образом связывается с процессами десульфатизации. А благоприятными условиями для протекания этих процессов считаются застойная гидрохимическая обстановка, температура выше 80 °С, минерализация не более 150–200 г/л, pH не менее 7. Эти условия существуют в продуктивном комплексе Тенгизского нефтяного месторождения.

В.Ф. Перепеличенко (1996) показал, что в пластовых условиях 1 кг нефти Тенгизского месторождения растворяет до 15 г воды. При снижении давления до давления насыщения растворимость воды в нефти слабо возрастает, уменьшая тем самым водонасыщенность (рис. 41). Таким образом, с самого начала разработки в продукции будет содержаться 1,5–2 % воды.

Количество растворенного в воде сероводорода в пластовых условиях на Тенгизе достигает 4 л/кг. При снижении пластового давления количество растворенного в остаточной воде сероводорода уменьшается до 3 л/кг.

В составе водорастворенных газов на Тенгизе ожидается значительная доля кислых компонентов, но, по-видимому, концентрации сероводорода и углекислого газа будут ниже, чем на Астраханском ГКМ. На близлежащей площади Караптон в скв. 1 (инт. 4104–4111 м) в пробе воды с глубины 4101 м в водорастворенном газе содержание метана составило 62,6 %, тяжелых углеводородов 14 %, азота 3,5 %, углекислого газа 19,5 %, а сероводорода всего 0,2 %. Низкое содержание H₂S в пробе обусловлено его высокой растворимостью в водяном затворе. Содержание сероводорода и углекислого газа в нефтях Тенгизского месторождения ниже, чем в составе пластовой смеси Астраханского ГКМ (табл. 39, 40).

**Химический состав вод Королевской площади
(данные ПО "Тенгизнефтегаз")**

Площадь, номер скважины	Интервал перфора- ции, м	Плот- ность воды, г/см ³ рН	Минера- лизация воды, мг/л	Ионно-солевой состав, мг/л									<u>Na</u> <u>Cl</u>
				Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	Ca	Mg	Na+K	I	Br	
Королевская, 13	4770 – 4846	<u>1,105</u> 6,0	141 794,5	85 324,3	2057,5	He опр.	He опр.	5210,4	1216,0	47 986,3	He опр.	He опр.	0,87
	4994 – 5035	<u>1,111</u> 7,4	162 966,2	95 140,0	2589,2	1915,4	Отс.	4408,8	121,6	58 791,2	"	73,3	0,95
	4924 – 4938	<u>1,099</u> 8,4	150 368,7	88 040,0	293,8	2964,6	864,0	4008,0	182,4	54 015,9	"	53,3	0,95
	4849 – 4835	<u>1,097</u> 6,8	145 617,4	86 797,5	233,7	2025,2	Отс.	2204,4	364,8	53 991,8	"	Не опр.	0,96
	4920 – 4991	<u>1,076</u> 6,8	114 776,2	66 030,0	1167,1	3623,4	"	3607,2	243,2	40 105,3	"	74,6	0,94
Королевская, 12	5248 – 5191	<u>1,082</u> 7,1	124 919,2	74 195,0	213,0	1098,0	648,0	989,9	182,4	47 592,9	33,8	93,3	0,99
	5248 – 5191	<u>1,093</u> 5,5	139 733,4	81 650,0	55,9	4001,6	Отс.	1302,0	243,2	52 480,7	33,0	87,9	0,99

**Содержание микроэлементов в водах Королевской площади в скв. 14
(данные ПО "Тенгизнефтегаз")**

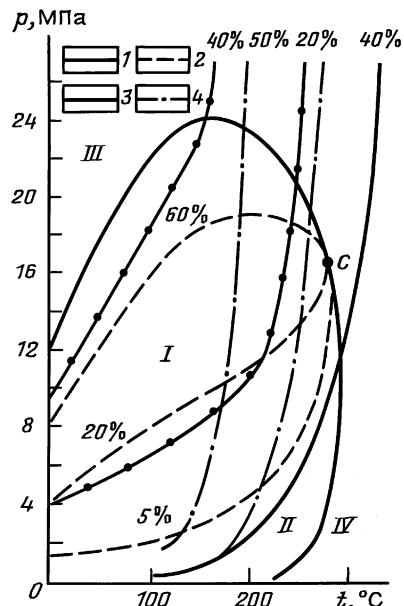
Интервал перфорации, м	Минерализация воды, мг/л	Содержание микроэлементов, мг/л						
		Li	K	Rb	Cs	Sr	B	Br
5248–5191	124 919,2	17,5	Не опр.	1,0	<0,5	220	62,6	67,0
5248–5191	139 733,4	17,5	400	2,0	<0,1	375	73,9	81,2
							33,0	33,8

Судя по замерам пластовых давлений в нефтяной залежи (табл. 41), для нижнего гидрогеологического этажа характерны высокие пластовые давления. В надсолевых отложениях они близки к гидростатическим, в подсолевых превышают их на 35–40 МПа (рис. 42). При этом абсолютные значения пластовых давлений достигают 90,11 МПа (скв. 10, гл. 5413 м). Коэффициент аномалийности составляет 1,70–2,09.

Пластовые давления определяли по установленвшимся значениям устьевых давлений, полученных при регистрации КВД, а также путем экстраполяции индикаторных кривых, построенных в координатах дебита скважин как функции величины устьего или забойного давления. Рассчитанные

Рис. 41. Фазовая диаграмма системы нефть – вода при содержании связанной воды $S_v = 32\%$ (по В.Ф. Перепеличенко, 1996):

I – трехфазная область вода – нефть – газ; II – двухфазная область нефть – газ; III – двухфазная область вода – нефть ($t < t_{kp}$) и вода – газ ($t > t_{kp}$); IV – однофазная газовая область; С – критическая точка; 1 – граница фаз; 2 – линия равного объемного содержания нефтяной фазы; 3 – линия равного объемного содержания водной фазы; 4 – линия равного массового содержания водной фазы



1‡. II‡ 39

Содержание сероводорода и углекислого газа в составе пластовой смеси Тенгизского месторождения

Номер скважины	11	7	23	1	5	38	4	14
Интервал перфорации, м	4070 – 4171	3957 – 4237	4142 – 4168	4050 – 4081	4047 – 4147	4797 – 5004	3960 – 4116	3985 – 4101
H ₂ S, % (объемная доля)	15,67	21,59	16,65	19,82	19,82	16,08	16,59	17,81
CO ₂ , % (объемная доля)	2,22	3,17	3,02	3,22	3,22	3,10	4,11	4,11

1‡. II‡ 40

Содержание сероводорода и углекислого газа в составе пластовой смеси Астраханского месторождения

Номер скважины	8	16	17	12	40	42	27	76	84
Интервал перфорации, м	3936 – 3915	4049 – 3934	4047 – 4000	4020 – 3958	4040 – 3959	4050 – 4023	3997 – 3952	3919 – 3844	4001 – 3979
H ₂ S, % (объемная доля)	24,44	23,23	21,07	16,77	23,35	24,09	24,09	25,48	30,02
CO ₂ , % (объемная доля)	18,66	10,69	12,05	11,91	7,65	12,06	16,13	15,33	16,25

**Значения пластовых давлений и коэффициента аномалийности
Тенгизского месторождения**

Номер скважины	Интервал продуктивного пласта, м	Глубина замера пластового давления, м	Пластовое давление, МПа	Коэффициент аномалийности
1	4054 – 4095	4069	79,29	1,95
4	3960 – 4247	4000	80,73	2,02
5	4060 – 4160	4200	81,53	1,94
6	4020 – 4625	4294	82,32	1,96
7	3969 – 4237	3968	80,07	2,06
8*	4938 – 4378	4117	79,56	1,97
9	3867 – 4026	3870	79,47	2,09
11	4062 – 4171	4097	81,14	2,02
14	4082 – 4101	3960	78,66	2,03
17	4842 – 5100	4840	85,98	1,81
23	4150 – 4216	4130	82,89	2,04
27	3972 – 4025	3959	80,42	2,07
29	4148 – 4446	4118	78,90	1,95
38	4802 – 5004	4805	86,13	1,83
39	3949 – 4400	4224	81,71	1,97
40*	4445 – 4848	4497	80,41	1,82
41	4434 – 5000	4639	83,90	1,84
43*	4410 – 4840	4448	79,75	1,83
44	4090 – 4690	4397	82,82	1,92
10*	5125 – 5413	5413	90,11	1,70
42*	4254 – 4558	4558	82,44	1,84

*Давление замерено глубинным манометром.

При мечани е. Пластовые давления даны по В.К. Муратову, коэффициент аномалийности – по расчетам Ю.Г. Гирина.

пластовые давления приводились к отметке – 4200 м. Значения пластовых давлений, полученные расчетным путем и непосредственным замером, соответственно равны $79,5 + 1,1$ и $80,1 + 0,4$ МПа.

Расчетные способы определения значений ρ_{pa} характеризуются большей погрешностью по сравнению с глубинными замерами. Такой разброс данных может быть объяснен несовершенством методики расчета, а также тем, что глубинные манометры имеют более высокий класс точности по сравнению с образцовыми, устанавливаемыми на устье скважины.

Полученные замеры пластового давления на Тенгизском месторождении позволили В.И. Титову (1986), В.П. Ильченко (1989) по усредняющей линии определить приращение давления на 10 м глубины. Он равен 0,07 МПа/10 м (рис. 43). Поскольку погрешность изменения давления на практике для рассматриваемого случая в лучшем случае составляет $+ 1\%$, или $+ 0,8$ МПа, то максимальная погрешность разности двух

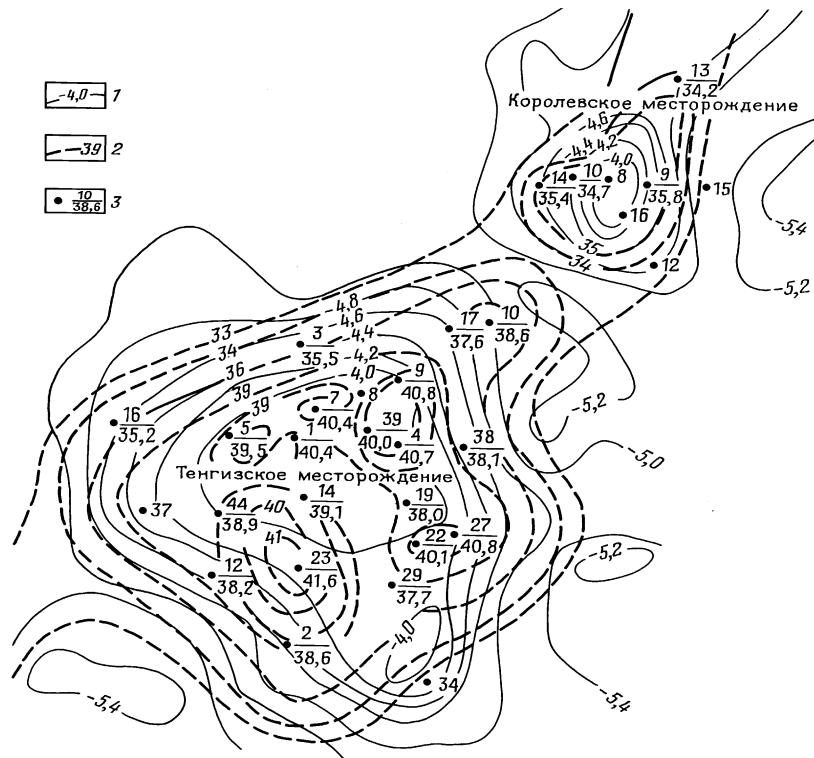


Рис. 42. Схематическая карта аномального превышения пластового давления над гидростатическим для подсолевого комплекса пород Приморского свода (по В.М. Котельникову, Г.А. Фадеевой, 1989):

1 – изогипсы сейсмического горизонта; 2 – изобары приведенных пластовых давлений, МПа; 3 – в числителе – номер скважины, в знаменателе – аномальное превышение пластового давления над гидростатическим, МПа

значений будет равна удвоенной ошибке одного измерения, т.е. $+1,6$ МПа. Вычисляя градиент давления на отрезке глубины от -3900 до -4900 м (т.е. 1000 м), получаем ошибку в определении градиента $+1,6 : 100 = +0,02$ (МПа/10 м).

Градиент давления в интервале нефтенасыщенной толщи равен $0,07 + 0,02 \text{ МПа}/10 \text{ м}$, т.е. в общем случае он соответствует плотности пластового флюида. Все это, по мнению В.И. Титова, свидетельствует в пользу общности гидродинамической системы продуктивной части подсолевых отложений.

И.М. Михайлов (1990), проанализировав значения пластовых давлений по площади Тенгизского месторождения, по-

лученные при исследовании скважин, пришел к выводу об изолированности рассматриваемого подземного резервуара от зоны свободного водообмена и о наличии в нем четырех гидроблоков (рис. 44). Это свидетельствует, по его мнению, об отсутствии единой гидравлической связи в резервуаре между отдельными его зонами (блоками).

И.М. Михайлов построил свой график изменения абсолютных значений пластовых давлений с глубиной. Оказалось, что точки значений пластовых давлений не укладываются в линию нефтестатической их составляющей, как это должно быть в едином резервуаре со свободной гидравлической связью между отдельными его участками. Различие в приведенных давлениях, или (что то же самое) в потенциалах достигает 5,2 МПа (скв. 23, 43). Оказалось, что скважины с относительно близкими значениями потенциалов расположены не хаотично, а группируются по зонам. И.М. Михайлов выделяет на Тенгизе четыре такие зоны, или гидроблока.

Другого мнения придерживается Ю.П. Гаттенбергер (1990).

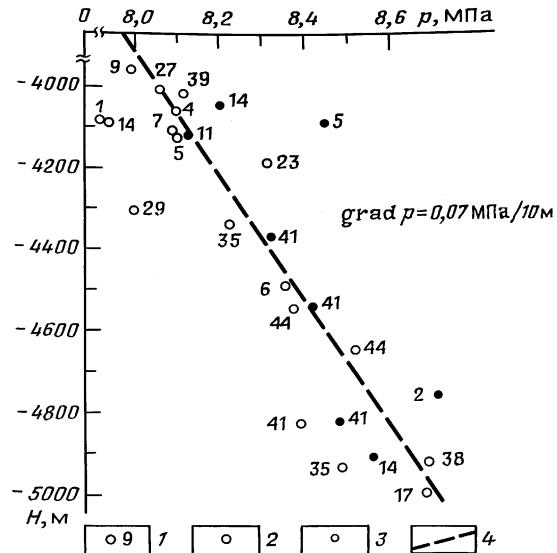


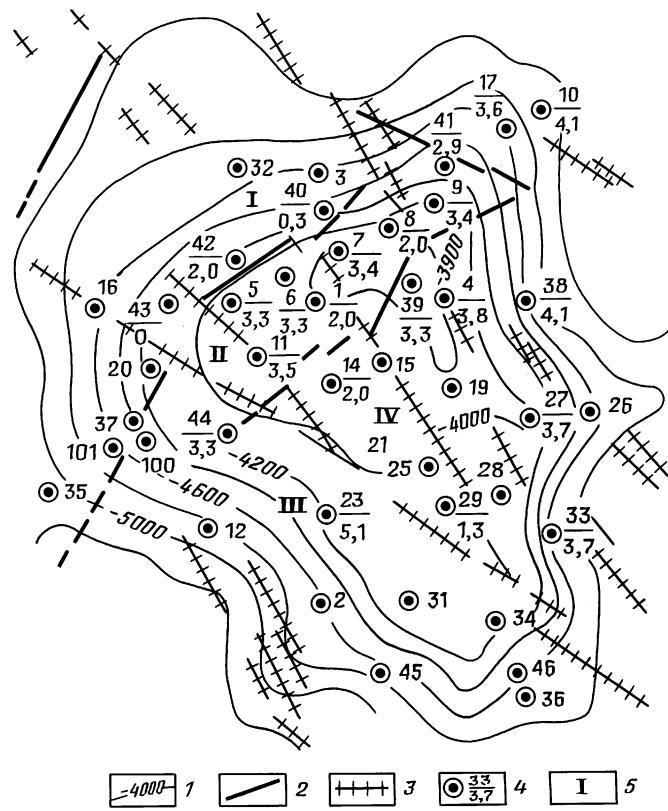
Рис. 43. График изменения пластового давления с глубиной в подсолевых отложениях Тенгизской площади (составил В.И. Титов, 1986; с дополнениями В.П. Ильченко, 1990):
1 — скважина, ее номер; 2 — данные гидродинамических исследований скважин; 3 — данные испытания пластов на трубах; 4 — линия усредненного значения пластового давления

Вслед за В.И. Титовым (1986) он считает, что анализ распределения пластового давления не дает оснований считать, что нефтяная залежь в подсолевых отложениях Тенгизского месторождения состоит из изолированных гидроблоков со своими приведенными давлениями (потенциалами). Все скважины, где было измерено начальное пластовое давление, характеризуются примерно равными потенциалами. Более того, имеющийся материал показывает, что район скв. 37 (аварийной) хорошо гидродинамически сообщается с довольно удаленными участками залежи как на севере (скв. 40, 42, 43), так и на востоке (скв. 29). В то же время исследования свидетельствуют о сильной неоднородности карбонатной толщи как по площади, так и по разрезу. А продуктивный коллектор Тенгизского месторождения состоит почти исключительно из чистых известняков. Средняя карбонатность достигает 92 %. Количественная оценка этой неоднородности – одна из важнейших задач дальнейших гидродинамических исследований месторождения Тенгиз.

Проработав значительный фактический материал и анализируя результаты исследовательских работ на Тенгизском месторождении, мы пришли к выводу о единой гидравлической связи в пределах резервуара. Более того, предполагается, что залежь будет подстилаться природными водами пониженной (по отношению к фону) минерализации, с высоким содержанием агрессивных компонентов и водорастворенных органических веществ. Суммарное содержание кислых компонентов в водорастворенных газах будет достигать 50 %.

Таким образом, крупнейшие месторождения Прикаспийской впадины (Астраханское, Каракаганакское, Тенгизкое) приурочены к зонам с застойной гидродинамической обстановкой. Они характеризуются изолированностью, распространением по площади вод различного химического облика, проявлением гидрохимической инверсии. В составе водорасстворенного газа существенна доля кислых компонентов.

Анализ показывает, что гидрохимическая инверсия есть результат совокупного действия многих факторов, основными из которых являются конденсационные и возрожденные воды, а также взаимодействие природных вод с углеводородами залежи с учетом литологического фактора. Относительное понижение минерализации пластовых вод в ореоле влияния залежей высококонцентрированных сероводородных газов обусловлено геохимическими процессами, протекающими в карбонатно-сульфатных комплексах.



6

êÄáÑÖäúçõâ èêéÉçéá áÄäÖÜöâ çöî íà,
ÉÄäÀ à ëÖêéÇéÑéêéÑçéëí à
èé ÉàÑêéÉÖéäéÈäóÖëääà ÑÄççõâ

Существует три уровня прогноза:

- 1) уровень региональных исследований; 2) уровень зональных исследований; 3) уровень локальных исследований.

6.1. êÖÉäéç Ääúçõâ à áéç Ääúçõâ èêéÉçéá

Разработаны различные схемы раздельного прогнозирования нефтегазоносности по данным изучения подземных флюидов. В основу раздельной оценки перспектив нефтегазоносности заложены методические различия между региональным и локальным прогнозированием (рис. 45).

Цель регионального прогнозирования – оценка перспектив нефтегазоносных комплексов в целом. Гидрогеологические показатели позволяют оценить потенциальные возможности формирования залежей УВ. В свою очередь, процессы формирования залежей зависят от условий генерации, миграции, аккумуляции и консервации углеводородов. По гидрогеологическим показателям можно определять зоны генерации газообразных и жидкых УВ, а также оценивать условия сохранности залежей нефти и газа. Важно помнить, что при региональном прогнозировании используют только показатели гидрогеологического фона, не искаженные влиянием скоплений УВ.

При наличии залежей УВ важное значение приобретают геохимические показатели. Многочисленными исследованиями (Ф.А. Алексеев, Р.Г. Панкина, А.С. Панченко, И.С. Старобинец, Л.М. Зорькин и др.) установлено, что по изотопии углерода, серы, аргона и гелия можно определить генезис газов (биохимический или термокаталитический), а также ответить

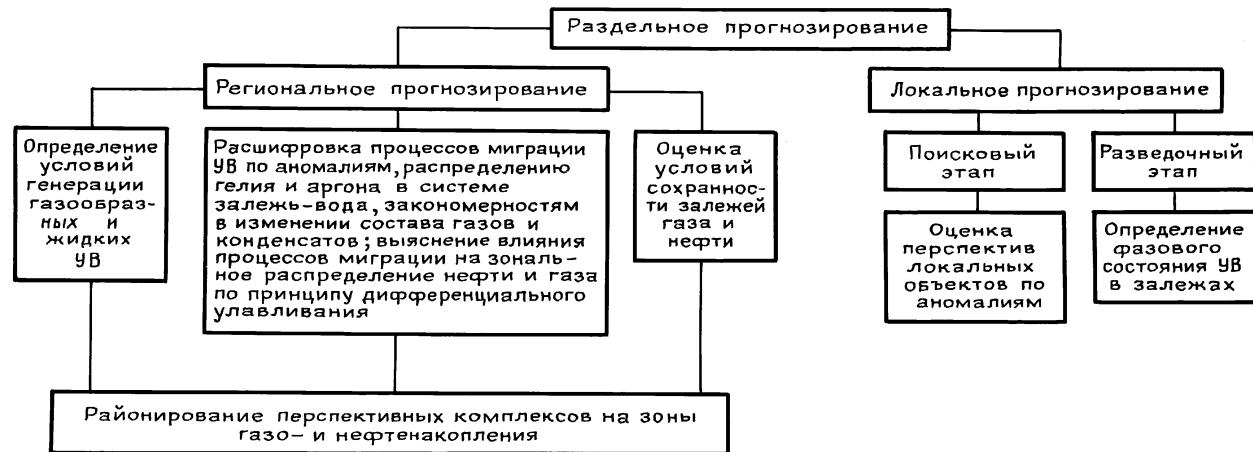


Рис. 45. Схема раздельного прогнозирования газонефтеносности по данным изучения подземных флюидов (по А.С. Панченко, 1985)

на вопрос о форме миграции (вертикальной или латеральной), в результате которой сформировались многопластовые месторождения сложного состава. По изменению состава газов в цепочке залежей можно установить форму миграции УВ (в водорастворенном состоянии или струйная), которая привела к образованию залежей. Наконец, по концентрации инертных и кислых газов можно оценить условия сохранности залежей, а по гомологам метана и составу конденсатов — расшифровать парагенезис нефти и газа.

Для расшифровки условий формирования залежей УВ имеет значение тип гидрогеологических аномалий вокруг залежей и особенности распределения гелия и аргона в системе вода — залежь. Первичная оценка дается на этапе региональных геологоразведочных работ, когда выясняются основные закономерности изменения гидрогеологической обстановки. Затем, по мере накопления дополнительной информации, региональный раздельный прогноз уточняется. Выявление признаков УВ позволяет существенно уточнить региональную оценку перспектив нефте- и газоносности и, что немаловажно, прогнозировать наличие сероводорода или его отсутствие.

Локальное раздельное прогнозирование осуществляется на поисковом и разведочном этапах. На поисковом этапе делается раздельная оценка перспектив локальных объектов по гидрогеологическим аномалиям. Естественно, выделение аномалий возможно лишь при условии, что известен гидрогеологический фон. Убедительные примеры тому приводятся нами по многим площадям Предкавказья и Прикаспия (В.П. Ильченко и др., 1982; 1990).

В.Ф. Перепеличенко и А.С. Ровенская (1991) подчеркивают, что для юга Прикаспийской нефтегазоносной провинции на больших глубинах наиболее характерны зоны развития нефтегазоконденсатных, газоконденсатных и газовых систем. Возможно обнаружение различного типа залежей, контролируемых взаиморастворимостью жидких и газообразных УВ при различных термобарических и гидрогеологических условиях. Могут быть обнаружены как "первичные", так и "вторичные" газоконденсатные системы (образование последних связано в основном с нефтяными системами), а также системы, характеризующиеся областью фазового перехода, имеющей сложное строение, где отсутствует четкая граница, разделяющая УВ различного фазового состояния.

Сложность таких систем во многом предопределется наличием в их составе такого своеобразного компонента, как сероводород. В последние годы в Прикаспийской впадине

главным объектом исследований являются глубокозалегающие подсолевые отложения. Раздельный прогноз месторождений сероводородсодержащих и бессернистых газов в таких условиях на практике возможен только на базе комплексных гидрогазогеохимических исследований.

Процессы онтогенеза сероводорода от его зарождения через миграцию, аккумуляцию и накопление до разрушения при диссипации или нейтрализации рассмотрены О.И. Серебряковым (1991). Проведенный им анализ позволил выявить ряд характерных закономерностей. Во-первых, формационный фактор является одним из основных при оценке перспектив крупных сероводородных комплексов. Наиболее благоприятны для накопления сероводорода формации карбонатно-сульфатно-галогенных пород. В подсолевых фациях наиболее концентрированные по сероводороду газы приурочены к крупным карбонатным массивам или рифовым образованиям.

Сероводород в разрезах приурочивается к определенным литологическим горизонтам. Там, где разрезы представлены преимущественно терригенными породами, сероводород отсутствует либо же его концентрации фиксируются в ничтожных количествах. Если значительная часть разреза представлена карбонатными и сульфатными породами, сероводород является спутником природных газов многих залежей. Терригенные породы неблагоприятны для аккумуляции и сохранности сероводорода из-за относительно высокого содержания в них оксидов тяжелых металлов, прежде всего железа. Карбонатные породы благоприятны для накопления и сохранения сероводорода, прежде всего как природный консервационный аккумулятор вследствие углекислотной реакции вмещающей среды и низких концентраций агрессивных к сероводороду элементов. Известняки могут служить катализаторами реакции воспроизведения сероводорода. Наилучшими в этом отношении являются рифогенные образования типа биогерм и биостром.

Сульфатные минералы пород служат практически неисчерпаемыми источниками исходного материала в круговороте серы в осадочном разрезе, без которого невозможно образование сероводорода на всех стадиях литогенеза. В геохимических циклах процессы превращения сернистых соединений могут происходить неоднократно, идти параллельно и перекрывать друг друга.

В настоящее время существует несколько гипотез о преобладающих процессах накопления сероводорода в газовых залежах:

термокаталитическая деструкция сероорганических соединений органического вещества (Л.А. Анисимов, 1976);
преобразование древних скоплений элементарной серы углеводородами (Н.Б. Валитов, 1988);
абиогенное окисление сульфатов углеводородами при температурах выше 150 – 200 °С (Г.И. Амурский, 1980).

Все эти гипотезы предполагают, что выход сероводорода усиливается при высоких температурах и отражает парагенезис H_2S и УВ.

Сероводородоносные комплексы приурочены, как правило, к крупным нефтегазоносным бассейнам, прогнозные запасы перспективных комплексов которых характеризуются значительными цифрами. Высокие концентрации сероводорода встречаются в крупных газовых и газоконденсатных месторождениях. На месторождениях с мелкими запасами большие концентрации сероводорода, как правило, не встречаются. Это обусловлено площадями контакта флюида залежи с пластовыми водами и породами, обеспечивающими соответствующие масштабы геохимических процессов в системах "залежь – вода – породы".

Термобарические условия недр влияют на динамику развития пластовых систем "породы – вода – углеводороды – сероводород". Эти условия предопределяют направление процессов катагенеза, влияющих на масштабы генерации кислых газов. К термобарической зоне катагенеза приурочиваются наиболее высокие концентрации сероводорода. Благоприятные условия для геохимических процессов генерации и аккумуляции сероводорода существуют в замкнутых гидрогеологических резервуарах. В раскрытых и протяженных водонапорных системах из-за высокой растворимости сероводорода и резкого снижения вследствие этого парциальных упругостей кислых газов не создаются условия для сохранения и формирования его высоких концентраций. Замкнутый характер сероводородоносных резервуаров формируется в результате эпигенетических преобразований вмещающих карбонатных пород. В контактных зонах систем "пластовые воды – залежь – породы" активно протекают вторичные процессы доломитизации пор и трещин, кальцитизации и запечатывания проницаемых пор.

Иными словами, сероводородсодержащие объекты Прикаспийской впадины характеризуются вполне определенными комплексами показателей (рис. 46) различного генезиса, которые могут служить для качественной и количественной оценки концентрации сероводорода при поисково-разведочном процессе (О.И. Серебряков, В.П. Ильченко, 1996).

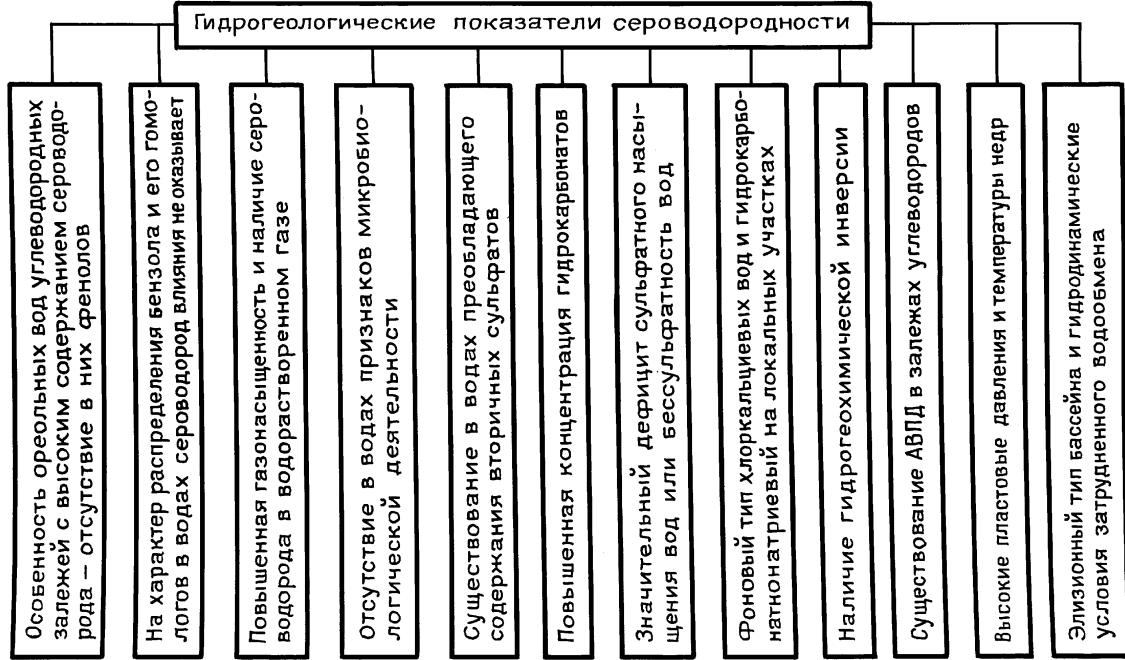


Рис. 46. Прогноз сероводородности подсолевых отложений Прикаспийской впадины по гидрогеологическим данным

Разнообразие геологического строения Прикаспийской впадины, широкий диапазон изменения термобарических показателей, различие геохимических и гидрологических условий предопределяют значительное изменение содержания сероводорода в природных газах региона (Л.А. Анисимов, 1982; О.И. Серебряков, 1991; В.П. Ильченко, 1995).

Разрезы надсолевого комплекса Прикаспийской впадины представлены в основном терригенными породами, залегающими в мягких термобарических условиях раскрытых гидрологических этажей, при которых формирование залежей сероводорода высоких концентраций или его значительных массовых скоплений практически невозможно. Сероводород в залежах надсолевого комплекса обнаруживали, как правило, в верхней части его разреза, где он существует в незначительных концентрациях. Источники сероводородных вод в надсолевом комплексе известны на Баскунчакском и Эльтонском куполах. Воды изливаются из ашеронских песков, залегающих на верхнепермских гипсах на берегах озер. Сероводорода в водах до 0,03 %; pH воды 7,6; температура 11 °С. Сероводород в этой части разреза микробиального генезиса.

Проявления сероводорода отмечены в районе озера Челкар, где из акчагыльских отложений (глубина 190 м) газ имел запах сероводорода. На территории Эмбенской нефтеносной области газ с запахом сероводорода получен из ашеронских отложений на глубине 160 м (купол Харькин и др.). В районе купола Матенкожа известны пески четвертичного возраста с запахом сероводорода, перекрывающие отложения пермометриаса.

Свободный сероводород в природных газах нижней части надсолевого разреза имеет эпигенетический характер. Он встречен в юго-западной части впадины. На небольших поднятиях типа солянокупольных структур размерами 3–5 км, нарушенных сбросами амплитудами до 100 м, к нижнетриасовым отложениям приурочены залежи газа, содержащего сероводород низких концентраций (Бугринская, Воропаевская, Ивановская и другие площади).

Сероводородоносные воды получены в юго-восточной части Прикаспия из песчаников верхнего альба (площадь Туресай) с содержанием сероводорода до 0,2 %. Запахи сероводорода отмечены при испытании скв. 1 Акмамык, где получен слабый приток воды из отложений триаса (инт. 3040–3015 м). При бурении скв. 1 Эшансор запах сероводорода отмечен в керне известковистого аргиллита триасового возраста (инт. 2601–2600 м). На куполе Сантас (оз. Челкар) в юр-

ских отложениях отмечены скопления нефти и битума с запахом сероводорода (инт. 673–645 и 462–458 м).

В Эмбенской нефтеноносной области концентрация сероводорода в нефтяных газах составляет от 0,01 (Западная Прорва) до 0,3 (Прорва, Кульсары) и 0,8 % (Каратон) и др.

Таким образом, существующие материалы указывают на эпигенетический характер сероводорода в нижних частях надсолевого этажа пород Прикаспийской впадины.

В подсолевых отложениях впадины развиты крупные карбонатные массивы, обогащенные сульфатными породами. Наибольшее развитие подобные карбонатные массивы в виде нижнепермских рифовых образований получают в зоне, протягивающейся вдоль северного и западного бортов впадины (Д.Л.Федоров, 1979; А.А. Аксенов, 1982 и др.). В залежах углеводородов, связанных с нижнепермскими локальными структурами карбонатных массивов, во всех случаях встречен сероводород (Тепловское, Гремячинское, Бердянское, Ульяновское, Мокроусовское, Краснокутское, Комсомольское, Сарпинско-Тингутинское и многие другие месторождения). Нижнепермский барьерный риф протягивается вдоль бортовой части впадины более чем на 1000 км, имеет ширину до десятка километров и осложнен структурами амплитудой до 200 м, мощность карбонатно-сульфатной толщи достигает 800 м (Л.Г. Кирюхин и др., 1981, и др.). В карбонатной толще выявляются все фации – шельфовые, депрессионные, рифовые. Для первых двух характерны слабое развитие вторичных процессов и низкая проницаемость пород. В них возможно содержание сероводорода около 0,1 % и менее. В рифовых телах активно проявлялись вторичные эпигенетические процессы выщелачивания, перекристаллизации и т.д., в результате которых развивались повышенная пористость и проницаемость.

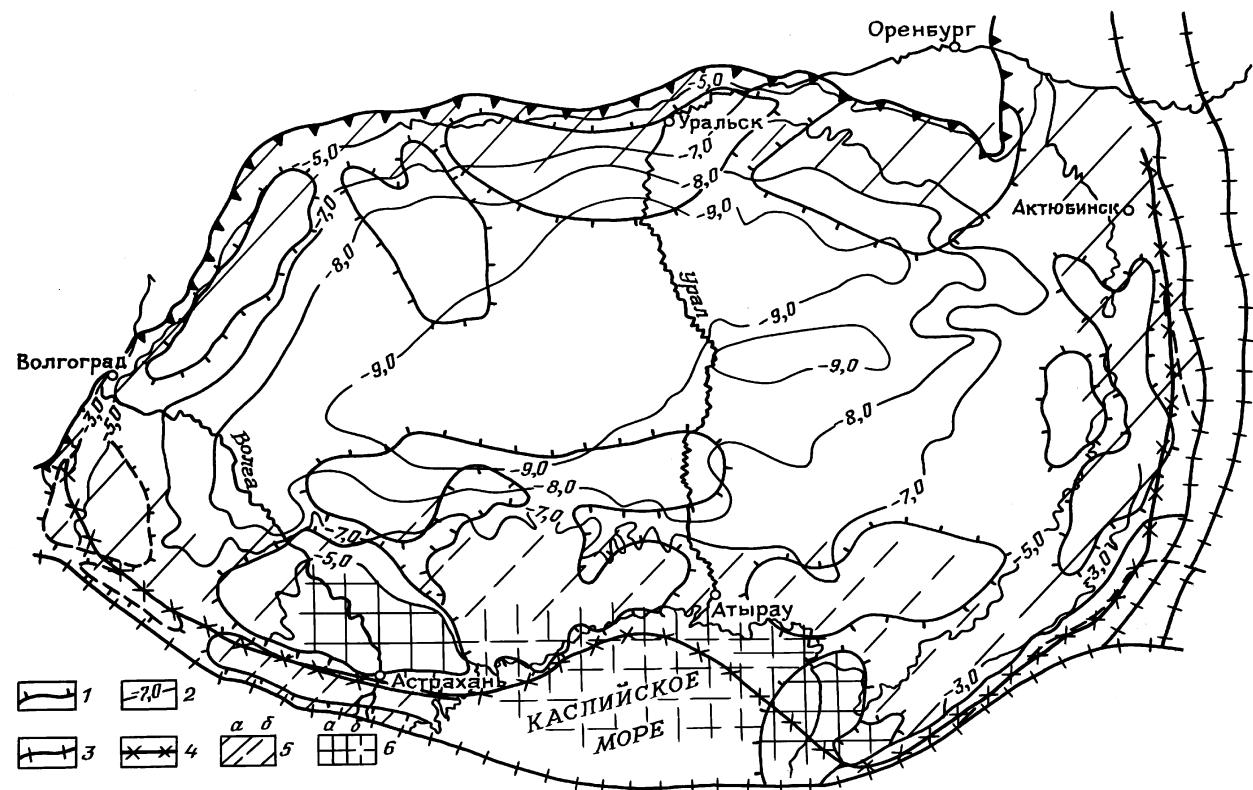
Подобные литолого-фаунистические характеристики коллектиров, наряду с положительной гидрогеологической и геохимической обстановкой, благоприятны для сохранения сероводорода в закрытых гидрогеологических структурах. Однако неудовлетворительные термобарические условия, прежде всего низкие температуры и гидростатические давления, неблагоприятны для генерации сероводорода высоких концентраций в этих зонах впадины. На глубинах 2 км температура составляет 30 °С, на глубине 4 км – около 70 °С. На Карабаганском месторождении, расположенном во внутренней части северной бортовой зоны (южнее бортового уступа), пластовая температура на глубине 4,2 км составляет 74 °С. На

структурах северной бортовой зоны пластовые давления близки к нормальным гидростатическим. Отсутствие АВПД отмечено и на Карабаганакском, Оренбургском и других месторождениях. В этих условиях развиваются процессы диссипации сероводорода, не способствующие формированию его высоких концентраций. Сочетание указанных литолого-фацальных, геохимических, гидрогеологических и термобарических факторов может обеспечить формирование концентраций сероводорода от 1 до 10 % (рис. 47).

В верхних частях подсолевых комплексов краевых зон юга Прикаспийской впадины получают развитие терригенные породы различного гранулярного состава, достигающие значительных мощностей (до 1,5 км на Каракульском, Смушковском валах). В бортовых частях (южная и восточная зоны впадины) подсолевые нижнепермские отложения также представлены терригенными фациями. Сероводород в таких зонах практически не сохраняется. Газы, полученные из нижнепермских отложений южной бортовой зоны, не содержат сероводород. На Каракульском валу на Алексеевской площади (скв. 5) из нижнепермских отложений получен приток сухого газа без сероводорода. Во всех объектах битуминозные ангидриты не имеют запаха сероводорода, т.е. в южной бортовой зоне битуминозность нижнепермских терригенно-сульфатных пород не привела к появлению сероводорода в природных газах.

В разрезе карбонатных пород каменноугольного комплекса южной бортовой зоны получают развитие терригенные породы. Литолого-фацальные условия неблагоприятны для накопления сероводорода, а ослабление гидрогеологической закрытости структур (пластовые давления близки к нормальным гидростатическим, есть тектонические нарушения и т.д.) не создает удовлетворительных условий для его сохранения. Все это приводит к практическому отсутствию сероводорода в природных газах этой зоны. Так, на Плодовитинской площади в газе из каменноугольных отложений (скв. 1, инт. 4432 – 4419 м) содержание сероводорода составляет всего 0,01 %.

Рис. 47. Схематическая гидрогеологическая карта раздельного прогнозирования сероводородсодержащих и бессернистых газов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (составил В.П. Ильченко, 1996): 1 – структурные тектонические элементы; 2 – изогипсы поверхности подсолевых докунгурских отложений; 3 – граница южной части Прикаспийской впадины; 4 – граница распространения пермской соленосной формации; 5 – зона развития УВ преимущественно без содержания сероводорода: ‡ – достоверная, · – предполагаемая; 6 – зона развития сероводородсодержащих УВ: ‡ – достоверная, · – предполагаемая



Газы вышезалегающей глинисто-карбонатной толщи нижней перми, расположенной между солями и карбонатными отложениями каменноугольного возраста, сероводорода обычно не содержат. Во внутренних частях краевых зон в этой толще подсолевых терригенных пород появляется карбонатный материал. Характерным примером являются нижнепермские глинисто-карбонатные толщи на Астраханском своде и смежных площадях, представленные темно-серыми или черными битуминозными аргиллитами, карбонатными, с единичными тонкими прослойками карбонатных разностей пород и частыми включениями пирита. Мощность толщи до 130 м. На Астраханском своде и Приморском поднятии из этих отложений в некоторых скважинах были отмечены газопроявления. Сероводород в таких зонах не встречен, либо возможны его следы. Карбонатные отложения в краевых зонах западной части Прикаспийской впадины в подсолевых комплексах имеют большее развитие. Здесь возможное содержание сероводорода достигает десятых долей процента.

Каменноугольные (башкирские, турнейско-визейские) и девонские рифовые породы образуют карбонатные массивы в северных и западных бортовых зонах впадины, которые смещены в стороны внутренних частей синеклизы относительно нижнепермских рифовых массивов. С точки зрения генерации сероводорода важной особенностью каменноугольно-девонских карбонатных массивов является наличие пластов ангидрита мощностью в несколько десятков метров. Однако в разрезе каменноугольного комплекса пород западной части Прикаспийской впадины развивается мощная терригенная толща верейского и мелекесского горизонтов мощностью от 250 до 1000 м и более, повышается глинистость разреза. На Лободинской, Кисловской, Краснокутской и других площадях в разрезе выделяются мощные темно-серые аргиллиты с редкими прослойками песчаников. Литолого-фациальные условия для сохранения сероводорода здесь ухудшаются. Термобарические условия также неблагоприятны для интенсивной генерации сероводорода. Пластовые температуры на глубине 2 км составляют 45–50 °С, на глубине 4 км – до 85–95 °С. Геотермические градиенты относительно низкие. Пластовые давления близки к нормальным гидростатическим, что может свидетельствовать о водонапорном характере гидрогеологических систем с нормальными гидродинамическими градиентами. Условия подсолевого комплекса западной бортовой зоны могут обеспечить формирование концентраций сероводорода не более 1 %, причем к внешней стороне этой зоны с

охлаждением недр и повышением гидрогеологической активности недр концентрации сероводорода снижается (менее 0,1 %). В направлении к внутренним частям впадины содержание сероводорода будет постепенно повышаться и превышать 1 %, достигая 10 % и более в каменноугольных комплексах.

В Южно-Эмбенской приподнятой зоне гидрогеологические условия каменноугольных отложений характеризуются низкой застойностью, градиенты пластовых давлений близки к нормальным гидростатическим. Геологические условия здесь также неблагоприятны для накопления значительных концентраций сероводорода, и его количество в этой зоне будет составлять единицы процентов. Так, концентрация сероводорода в водорасторовенных газах в скв. 1 Южная составляет 4,28 % (в таких газах содержание сероводорода в 2–3 раза выше, чем в свободных). На месторождении Жанажол сероводорода в свободном газе (газовая шапка) 1,75 %, а в нефтяном газе его количество доходит до 3 %.

В восточной части Прикаспийской впадины вскрыты мощные терригенные толщи нижнепермского и каменноугольного возраста. В этих частях разреза появление сероводорода практически невозможно. Западнее, в сторону внутренних частей впадины, в отложениях каменноугольного возраста появляются субплатформенные фации, а вдоль восточной бортовой зоны выделяются многочисленные массивы карбонатных пород (Тортай, Туресай и другие). В этой зоне впадины концентрации сероводорода могут достигать 1 %, а в более жестких термобарических и гидрогеологически закрытых зонах впадины концентрации сероводорода будут превышать 1 % (Кзылджарская и другие зоны поднятий).

Во внутренних частях Прикаспийской впадины в позднем палеозое (подсолевом комплексе) шло накопление депрессионных осадков с преобладанием терригенных масс. Так, в пределах Сарпинского мегапрогиба, по материалам сейсморазведочных работ, намечается опускание кровли подсолевых отложений до глубины 6–8 км и увеличение их мощности до 10 км. Здесь не отмечаются преломляющие границы, аналогичные границам в карбонатных комплексах, встречающихся на Астраханском своде и в бортовых зонах. На этом основании исследователи предполагают в подсолевых комплексах слоистый, преимущественно терригенный глинистый тип разреза. Образование такого типа разреза рассматривается как формирование зон сноса со стороны Большого Кавказа, Донецкой геосинклинали, Воронежского щита и Урала (Н.В. Нево-

лин и др., 1977). Такие зоны неблагоприятны для сохранения существенных концентраций сероводорода; в них будут преобладать скопления газа углеводородного состава.

Таким образом, Прикаспийская впадина характеризуется несколькими важнейшими свойствами, представляющими научный и практический интерес в отношении перспектив сероводородоносности. Это – способность генерировать наряду с углеводородами сероводород, аккумулировать его и сохранять от разрушения. Масштабы сероводородоносности природных газов во впадине обусловлены сочетанием геологических, гидрогеологических, геохимических, термобарических и других факторов.

В южной и восточной частях Прикаспийской впадины по поверхности подсолевого палеозоя в пределах Северо-Каспийско-Актюбинской системы палеосводов выделяются Северо-Каспийский и Биикжальский своды. Первый из них разделяется серией разрывных нарушений на блоки, соответствующие выступам фундамента. В связи с этим выделяются Мынтыбинская, Коксаздинская, Новобогатинская и Октябрьская вершины. Октябрьская вершина осложнена Кобяковским валом и небольшими поднятиями: Забурунье, Казанский Восточный, Сарышагыл. Зона развития сероводородсодержащих газов прослеживается на Астраханском своде, на восток от него, включая площади Имашевскую, Казанскую Восточную, Сарышагыл Западный.

По отражающему горизонту П1 структура Сарышагыл Западный представлена одним сводом, вытянутым в меридиональном направлении. По замкнутой изогипсе – 5250 м размеры структуры $13 \times 2,5$ км, амплитуда 75 м. Предполагаемая ловушка, вероятнее всего, будет массивного или массивнопластового типа по аналогии с Астраханским и Караганакским месторождениями. Содержание сероводорода предполагается до 20 %.

Некоторые исследователи (О.К. Навроцкий, В.Е. Логинова, 1989) в подсолевых отложениях каменноугольного возраста прогнозируют содержание сероводорода в свободном газе не более 6 %. Прогноз основывается на том, что, по мнению этих специалистов, в результате конседиментационного развития восточной периферии Астраханского свода, Заволжского прогиба и Восточно-Казанской структуры в разрезе наряду с изменениями фациальной характеристики наблюдаются смена типа ОВ от сапропелевого с высоким содержанием серы в пределах центральной части Астраханского свода к сапропелево-гумусовому (скв. 4 Имашевская, скв. 52 Корду-

ан), наличие в породах обугленных растительных остатков, часто пиритизированных. Кроме того, по мнению этих же исследователей, тенденция глинизации разреза и возрастания роли гумусовой органики усиливается в скв. 1 Восточно-Казанская одновременно с накоплением сапропелевого ОВ с низкими концентрациями серы. При существующих стадиях катагенеза (MK_4) соотношение генерируемых продуктов в пределах нефтегазосборной площади ($H_2S/\text{жидкие УВ} + CH_4$) не должно превышать 0,17–0,2. Это, по мнению О.К. Навроцкого и В.Е. Логиновой (1988), служит доказательством того, что в подсолевом комплексе шло формирование малосернистых газов (до 6 %).

Однако наши исследования (В.П. Ильченко, 1988, 1990), а также результаты исследований Г.И. Барулина, М.И. Рыскина и Е.Н. Волковой (1989) и других на основе геолого-геофизической информации позволяют констатировать, что Астраханский и Приморский своды являются элементами единой приподнятой геоструктурной зоны развития рифогенных тел, прослеживающейся вдоль Южного борта Прикаспийской впадины. Единство геологического развития, сходство гидрологических и термобарических условий, близость геохимических особенностей и предопределяют прогнозирование наличия сероводорода (до 20 %) в составе углеводородной смеси залежей нефти и газа.

На северном склоне Мынтобинского поднятия, в пределах структуры Мынтобе Северный, геологами закартировано карбонатное тело предположительно средневизейско-башкирского возраста. Над карбонатным массивом наблюдаются сокращение мощности терригенных верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений до 300 м, наличие надежной галогенной покрышки мощностью более 5 км. В этой зоне Прикаспийской впадины следует ожидать обнаружения высоких (более 10 %) концентраций сероводорода в газе.

Прогнозируется обнаружение сероводорода в газе в подсолевом комплексе в глубокозалегающем карбонатном массиве Жусалысай-Жубантай, что на Биикжальском своде, а также на поднятии Каракунгул.

В.И. Старосельский (1990) приводит карту прогнозов газов подсолевых отложений Прикаспийской синеклизы. Им прогнозируется практически повсеместное содержание сероводорода в составе залежей УВ. Практика геологоразведочных работ в Прикаспийской впадине подтверждает необходимость дифференцированного прогноза сероводородности подсолевого разреза. В последние годы получены нефтегазопроявле-

ния на многих подсолевых объектах без признаков сероводорода.

В качестве примера можно привести скв. 1 Аиршагыл, где при забое 3935 м зафиксировано сильное газопроявление. Вероятно, газопроявление, как и в случае со скв. 1 Елемес, связано с филипповским горизонтом кунгура. Таким образом, для данной зоны ясно вырисовывается ситуация возможной нефтегазоносности низов кунгурского яруса. Важная особенность нефти и газов Елемесской зоны — они не заражены сероводородом.

В современном структурном плане Арман-Елемесская зона развития карбонатов выражена системой локальных поднятий (Елемес, Западный Елемес, Арман, Юбилейное, Сазтобе и др.). Перспективы нефтегазоносности Арман-Елемесской зоны подтверждаются не только близостью Тенгизского нефтяного месторождения, но и нефтегазопроявлениями на других площадях. Так, скв. 1 Елемес при испытании пласта открытого забоем через бурильные трубы в интервале 3928–3945 м фонтанировала нефтью и газом; дебит нефти 84 м³/сут, дебит газа — 15,5 тыс. м³/сут; скв. 1 Северный Култук в интервале 4274–4278 м начала проявлять газом (возможно, конденсатом). По оперативным признакам они приурочены к верхней терригенной части разреза раннепермского возраста. Об этом свидетельствует также малое (до 0,64 г/100 м³) содержание сероводорода в газе. Содержание УВ газов более 75 %, углекислого газа — 8,65 %, азота — 10 %.

Исследованиями А.Ф. Ильина, В.А. Григорова, С.Н. Карнаухова показано, что в российской части Прикаспийской впадины на западном и северном ее обрамлениях девонские терригенные и карбонатные отложения являются основным продуктивным комплексом.

Более 50 % ресурсов УВ в девонских отложениях приурочены к терригенным коллекторам животского яруса среднего девона. В девонском разрезе выявлены месторождения на юге Оренбургской области, на востоке Саратовской и Волгоградской областей. Масштабы открытий в девонских отложениях на месторождениях Тенгиз и Карабаганак во внутренних районах Прикаспийской впадины еще не определены.

На большей части территории Русской платформы девонские отложения залегают со значительным перерывом на древних породах чаще на фундаменте или рифей-венских образованиях; спецификой разреза девонских отложений Прикаспийской впадины является чередование различных по мощности терригенных и карбонатных пачек.

Важнейшим событием девонского периода явилась инверсия тектонических движений во второй половине франского века, когда в результате подъема территории на отдельных блоках были размыты ранее отложившиеся осадки. Инверсионные подъемы блоков у западной границы Прикаспийской впадины сформировали восточный борт Уметовско-Линевской депрессии, над которым в позднефранское время возникла полоса барьерных рифов. Рифовые постройки позднефранского возраста обнаружены и на юге Оренбургской области. Данные сейсморазведки (Фоменко В.Г., 1997) позволили установить ниже горизонта Г₃ (кровля терригенного девона) во внутренних районах Прикаспийской впадины тенденцию относительной выдержанности мощности отложений терригенного девона, что указывает на мелководный характер осадков и возможность распространения коллекторов во внутренние районы Прикаспийской впадины, что существенно расширяет перспективы поиска в низ залежей УВ. Наличие крупных приподнятых блоков создает благоприятные структурные условия для образования промышленных скоплений.

В качестве первоочередных поисковых объектов, по мнению Б.С. Короткова и С.И. Чечеткина (1997), должны рассматриваться структуры, расположенные на траверсе выноса песчаника алевролитового материала в зоне предполагаемого развития коллекторов терригенного девона. Так, в пределах Астраханского сводового поднятия ожидают развития достаточно мощных пластов песчано-алевролитового состава, исходя из предположения о близости источника сноса обломочного материала в южном направлении.

Район Астраханского ГКМ перспективен на девонские отложения с учетом наличия современной положительной структуры, коллекторских толщин и покрышки.

Подсолевой раздел нижнекаменноугольных и девонских отложений в юго-западной части Прикаспийской впадины изучен неравномерно (скв. 2 Володарская, 60 Заволжская, 1 Краснохудукская, 1 и 4 Ашунские и др.).

Положительные результаты нефтегазопоисковых работ на глубокие горизонты в последнее десятилетие достигнуты непосредственно во внутренних бортовых частях Прикаспийской впадины (Тенгиз, Королевская, Упрямовская, Новониколаевская, Левчуновская площади). Причем всюду подтверждено наличие гидрогеохимической инверсии, наличие пород-коллекторов.

На Астраханском своде признаки нефтегазоносности нижней части разреза верхнедевонских отложений получены на

скв. 2 Володарская (аварийное фонтанирование газонефтяной смесью в процессе бурения с глубины 5961 м).

Таким образом, целью регионального прогнозирования является оценка перспектив нефтегазоносности комплексов в целом. Первичная оценка дается на этапе региональных геологоразведочных работ, когда выясняются основные закономерности изменения гидрогеологической обстановки. Затем, по мере накопления дополнительной информации, региональный прогноз уточняется (в том числе и на раздельный). Выявление признаков УВ позволяет существенно уточнить региональную оценку перспектив нефте- и газоносности и, что немаловажно, прогнозировать наличие сероводорода или его отсутствие. Раздельный прогноз месторождений сероводородсодержащих и бессернистых газов возможен только на базе комплексных гидрогазогеохимических исследований. На схематической карте приводится прогноз обнаружения бессернистых и сероводородсодержащих газов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины по гидрогеологическим данным.

В нижних частях надсолевых отложений, а также в подсолевом гидрогеологическом этаже сероводород имеет эпигенетический характер, хотя в верхних частях надсолевого гидрогеологического этажа он имеет микробиальный генезис.

Сочетание благоприятных литолого-фацальных, геохимических, гидрогеологических и термобарических факторов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины может обеспечить формирование сероводорода в залежах УВ с концентрациями его от 1 до 10 % и более. В то же время практика геологоразведочных работ свидетельствует о необходимости дифференцированного и раздельного прогноза, так как в последние годы получены нефть и газопроявления на многих подсолевых объектах без признаков сероводорода.

Несмотря на обширную литературу, до сих пор нет единого понимания значимости и использования гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Это вызвано прежде всего тем, что показатели не увязывались с условиями формирования залежей нефти и газа. Кроме того, недостаточно исследовались причинно-следственные связи между залежами и подземными водами, на основе которых должны выявляться генетические гидрогеологические показатели. Все это диктует необходимость глубокого обоснования генетической сущности гидрогеологических показателей в связи с направленными поисками залежей газа и конденсата.

Водорастворенные газы являются наиболее эффективными гидрогеологическими показателями нефтегазоносности. В за-

висимости от степени насыщенности подземных вод газами газогидрохимические параметры могут с успехом использоваться как региональные или как локальные показатели нефтегазоносности (В.Н. Корценштейн, 1976; Э.Е. Лондон, 1971). Ряд исследователей, рассматривая совместно залежи УВ и водорастворенные газы, выделяют три газогидрохимические обстановки: фазового равновесия, смешенного фазового равновесия и отсутствия фазового равновесия между залежами и растворенными газами. В основу такого выделения положено отношение значения общей упругости водорастворенных газов (p_r) к пластовому давлению (p_{pl}). Обстановка фазового равновесия характеризуется равенством $p_r = p_{pl}$, для смешенного — $p_r < p_{pl}$. Выделение обстановок смешенного и отсутствия фазового равновесия не совсем удачное, так как обе они характеризуются отсутствием фазового равновесия в системе залежь — вода. В связи с этим по отношению p_r/p_{pl} следует выделять обстановки с водами: предельно насыщенными газами ($p_r/p_{pl} = 1$), недонасыщенными газами ($p_r/p_{pl} < 1$) и лишенными газов ($p_r/p_{pl} \approx 0$).

Считается, что в случае, когда воды недонасыщены газами, поисковая значимость газогидрохимических локальных показателей обусловлена наличием вокруг залежей УВ газогидрохимических ореолов. Эти ореолы формируются в основном за счет процессов диффузии газов в системе залежь — вода.

Типы газогидрохимических ореолов являются основой локального прогноза нефтегазоносности. Всеми исследователями признается образование вокруг скоплений УВ газовых ореолов рассеяния (метановых, этановых, пропановых, бутановых, пентановых, углекислых, азотных, сероводородных и др.). Под газогидрохимическим ореолом рассеяния понимается зона водонасыщенных пород вблизи скоплений УВ, характеризующаяся повышенной концентрацией растворенного газа. В литературе укоренилось мнение о том, что скопления УВ сопровождаются только ореолами рассеяния газов. В природе существуют и противоположные ореолы, которые А.С. Панченко (1985) названы ореолами концентрации (лучше — стяжения). Под газогидрохимическим ореолом стяжения (концентрации) понимается зона водонасыщенных пород вблизи скопления УВ, характеризующаяся пониженным содержанием растворенного газа.

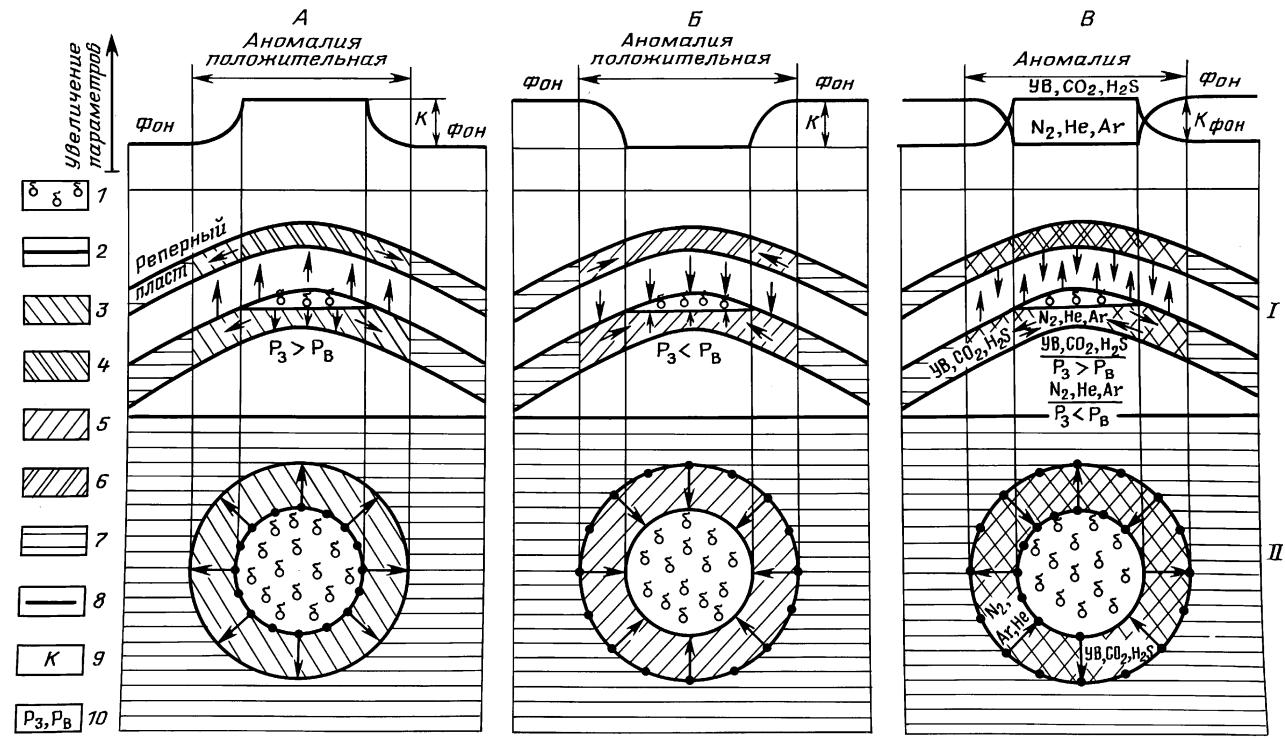
Ореолы рассеяния и стяжения (концентрации) были названы ранее положительными и отрицательными ореолами соответственно (А.С. Панченко, 1973). Однако эти термины не

совсем удачные, так как они более применимы к газогидрохимическим аномалиям, а не к ореолам. На фоне газогидрохимических зон ореолы рассеяния представляют собой положительные аномалии, а ореолы стяжения — отрицательные аномалии. Под гидрогеологической аномалией понимается участок распространения подземных вод, в пределах которого гидрогеологические показатели аномальны для данного водоносного комплекса (Геологический словарь, 1973).

Считается, что поскольку в основе диффузионного процесса лежит разность концентраций газа в залежи и воде, то диффузия газа всегда направлена из залежи в воду, за счет чего вокруг залежи образуются только ореолы рассеяния газов (П.Л. Антонов, 1963; А.А. Клименко, 1974). Подобная научная концепция лежит в основе различных газогидрохимических и геохимических методов поисков залежей УВ. Представления о том, что залежи УВ всегда являются источником диффузионных газовых ореолов рассеяния, по мнению А.С. Панченко, неверны, так как основаны на ошибочном положении о том, что диффузия контролируется разностью концентраций газа в залежи и воде. Концентрация любых газовых компонентов в единице объема пород залежи всегда значительно выше, чем в воде. Однако это еще не значит, что диффузия газов будет обязательно идти из залежи в воду. Залежь и вода — это разные среды, и поэтому для определения направления диффузии газов в системе вода — залежь нужно сравнивать не концентрации газов, а их фугитивность (А.Н. Воронов, А.Х. Махмудов, З.Н. Несмелова и др., 1976). Например, если сравнивать нефть и воду, то для определения направления диффузии какого-либо газа необходимо сопоставить не разность концентраций этого газа в нефти и воде, а его парциальную фугитивность (P'_g) в этих жидкостях. Именно фугитивность газов, а не концентрация, является тем параметром, который позволяет сравнивать газы разных сред. Диффузия газа в системе нефть — вода будет направлена в сторону той жидкости, которая характеризуется наименьшей фугитивностью этого газа. Поэтому при $P'_z > P'_w$ вокруг залежи образуется ореол рассеяния газового компонента

Рис. 48. Схемы газогидрохимических ореолов рассеяния (\ddot{A}), стяжения (\dot{A}) и их совместного проявления (\ddot{C}) (по А.С. Панченко, 1990):

1 — в разрезе, || — в плане; 1 — залежь воды с концентрацией газа; 2 — максимальной; 3 — повышенной; 4 — наибольшей в реперном пласте; 5 — пониженной; 6 — минимальной в реперном пласте; 7 — фоновой; 8 — направление диффузии газа; 9 — контрастность аномалии; 10 — упругость газа в залежи и воде



(положительная аномалия), а при $P_3^i < P_b^i$ формируется ореол стяжения (отрицательная аномалия). Если ореол рассеяния характеризуется тем, что по мере приближения к залежи фугитивность компонента увеличивается, то для ореола стяжения характерна противоположная закономерность.

В связи с трудностями определения парциальных фугитивностей газовых компонентов на практике их обычно заменяют парциальными упругостями (А.И. Чистовский, 1965; А.С. Панченко, 1973). Такая замена для основных компонентов газовой смеси не влечет за собой больших погрешностей. Для компонентов примесей (гелий, аргон) подобная замена может привести к значительным ошибкам, в связи с чем необходимо учитывать коэффициенты активности (А.Н. Воронов, А.Х. Махмудов, З.Н. Несмелова и др., 1976).

С целью проверки расчетных методов определения направлений диффузионных потоков использован прием, заключающийся в сопоставлении абсолютных концентраций i компонента в водорастворенных газах. Направление, в котором происходит снижение концентрации i компонента, указывает на направление диффузии этого компонента. Подобный прием можно использовать для тех залежей, минерализация вод и пластовая температура которых практически постоянны, и имеется, как минимум, две законтурные скважины, отстоящие на разном расстоянии от залежи. При этом необходимо также учитывать направление движения вод.

Поскольку природный газ представляет собой сложную газовую смесь компонентов различного генезиса, то обычно одни компоненты диффундируют из залежи в воду, а другие — из воды в залежь (рис. 48). Так, по данным Э.Е. Лондон (1971), Л.М. Зорькина, Е.В. Стадника, В.К. Сошникова, Г.А. Юрина (1974), с приближением к залежи содержание азота, гелия и аргона в водах обычно уменьшается, а концентрация УВ и кислых газов увеличивается. Это означает, что вокруг залежей УВ существуют одновременно ореолы рассеяния и ореолы стяжения газовых компонентов. Подвижность УВ в свободной фазе и пластовых вод в течение геологического времени приводит к тому, что залежи УВ оказываются в разнообразных газогидрохимических зонах. Поэтому взаимодействие залежей с пластовыми водами, характеризующихся различным газовым фоном, может привести к образованию не только ореолов рассеяния, но и ореолов стяжения газов.

Еще более сложные газовые ореолы могут возникать при изменении условий формирования и консервации залежей УВ. Представим ловушку, в которой первоначально находи-

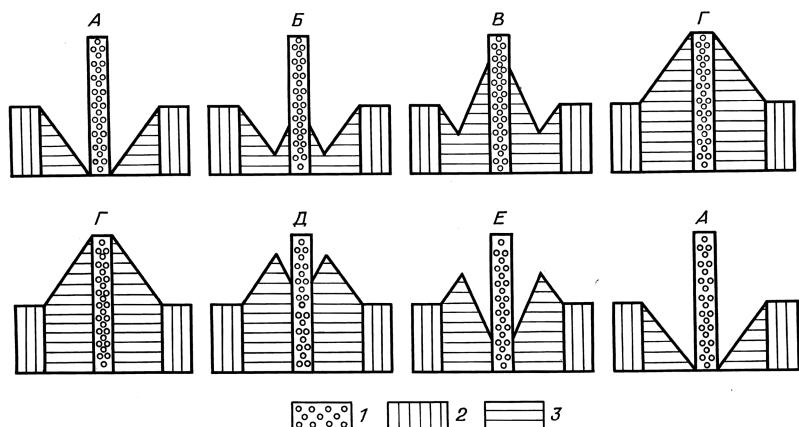


Рис. 49. Схемы эволюции гидрогеохимических аномалий при изменении условий формирования и консервации залежей нефти и газа (по А.С. Панченко, 1986):

1 – залежь УВ; значения показателей: 2 – фоновые; 3 – аномальные. Простые аномалии: **А** – отрицательная, **Б** – положительная; сложные аномалии: **А** – отрицательная, **С** – отрицательно-положительная, **Н** – положительная, **Ё** – положительно-отрицательная

лось скопление газа. Затем в результате погружения ловушки газ растворился в воде, образовав ореол повышенной газонасыщенности воды (рис. 49). В дальнейшем в эту ловушку поступила нефть с давлением насыщения ниже упругости водорастворенных газов. Процессы диффузии газов между нефтью и водой приведут к образованию сложного газового ореола: по мере удаления от залежи газонасыщенность воды будет вначале увеличиваться, а затем уменьшаться. Этот сложный ореол, по существу, состоит из двух простых ореолов: стяжения и рассеяния. На газогидрохимическом фоне такой ореол выражается в виде сложной положительно-отрицательной аномалии (А.С. Панченко, 1985). Со временем этот сложный ореол превратится в простой ореол стяжения.

Другой сложный газовый ореол образуется при условии, что в ловушке первоначально была нефть с давлением насыщения ниже упругости водорастворенных газов. В этом случае вокруг залежи образуется газовый ореол стяжения. Если в дальнейшем в ловушку поступит газ, который полностью или частично вытеснит нефть, то образуется сложный газовый ореол, состоящий из ореолов рассеяния и стяжения. Его особенность заключается в том, что по мере удаления от за-

лежи газонасыщенность вод будет вначале уменьшаться, а затем увеличиваться вплоть до фоновых значений. Другими словами, такой ореол выражается в виде сложной отрицательно-положительной аномалии. Со временем этот ореол превратится в простой ореол рассеяния за счет диффузии газа из залежи.

Формирование сложных газовых ореолов будет проявляться не только по общей газонасыщенности вод, но и по отдельным газовым компонентам. При этом одни компоненты могут образовывать простые ореолы (аргон, гелий), другие — сложные: метан, тяжелые углеводороды и др. Все это создает весьма сложную картину распределения газовых ореолов вокруг залежей УВ, которая может еще больше усложняться за счет взаимодействия газовых ореолов соседних залежей. Форма и размеры газовых ореолов зависят от многих факторов: времени диффузии газов, скорости движения подземных вод, диффузионной проницаемости пород, морфологии ловушки и др.

Теоретические представления о возможности существования различных типов газогидрохимических ореолов вокруг залежей УВ подтверждаются многочисленными фактическими данными.

Принято считать, что по мере приближения к залежи газонасыщенность вод и общая упругость газов должны закономерно увеличиваться. В литературе известны многочисленные примеры, подтверждающие это положение. В практике поисково-разведочных работ широко используется этот поисковый признак. Однако, как указывалось выше, за счет особенностей формирования залежей УВ могут образовываться ореолы стяжения и более сложные ореолы по газонасыщенности вод и упругости водорастворенных газов. Впервые новая закономерность в распределении газонасыщенности вод и упругости водорастворенных газов установлена на нефтяных залежах Восточного Предкавказья (А.С. Панченко, 1973). Она выражается в том, что по мере приближения к нефтяным залежам указанные газогидрохимические параметры уменьшаются, что характерно для ореолов стяжения. Такая закономерность объясняется тем, что упругость газов, растворенных в нефти (p_n), намного ниже упругости водорастворенных газов (p_r). Подобные факты зафиксированы на многих других нефтяных месторождениях Предкавказья, Прикаспийской впадины.

Для залежей нефти, в которых $p_n > p_r$, по газонасыщенности вод и p_r характерны ореолы рассеяния.

Все исследователи полагают, что скопления газа по газонасыщенности вод и общей упругости водорастворенных газов сопровождаются только ореолами рассеяния. Такой позиции придерживался и А.С. Панченко (1981, 1985). Однако переосмысливание сущности диффузии в системе залежь – вода привело его к логичному выводу о том, что в обстановке повсеместного предельного газонасыщения вод залежи газа неизбежно должны сопровождаться ореолами стяжения по указанным параметрам, так как в такой обстановке упругость водорастворенных газов контролируется пластовым давлением, которое в свою очередь определяется глубиной залегания водоносных пород. Поэтому в направлении от залежей по мере погружения пород упругость водорастворенных газов будет увеличиваться. Это означает, что диффузия метана (основного компонента в составе водорастворенных газов) происходит в сторону залежей, за счет чего неизбежно образование ореолов стяжения.

В отложениях, где распространены инфильтрационные воды, не содержащие газов кроме воздуха, залежи УВ сопровождаются только газогидрохимическими ореолами рассеяния. Размеры и контрастность газогидрохимических ореолов в такой обстановке во многом определяются динамикой вод в виде лобового и тылового эффекта (В.П. Савченко, Е.В. Стадник, Ю.И. Яковлев, 1974). При интенсивном движении вод даже приkontурные воды не успевают насыщаться газами из залежей и могут содержать лишь незначительные количества растворенного газа. Наглядным примером является месторож-

12. ГЕОГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ 42

Влияние гидрологических условий залежей газа на тип газогидрохимических ореолов

Гидрологические условия	Типы ореолов	
	рассеяния	стяжения
Залежи находятся среди инфильтрационных вод, содержащих воздух	$\Gamma, p_r, \text{CH}_4, \text{TU}, \text{N}_2, \text{CO}_2, \text{H}_2\text{S}, \text{He}$, $\text{Ar}_{\text{радиоактивный}}$	$\text{Ar}_{\text{воздушный}}$
Залежи находятся среди седиментационных вод, недонасыщенных углеводородными газами	$\Gamma, p_r, \text{CH}_4, \text{TU}, \text{CO}_2, \text{H}_2\text{S}$	N_2, He , $\text{Ar}_{\text{воздушный}}$ $\text{Ar}_{\text{радиоактивный}}$
Залежи находятся среди вод с повсеместной предельной газонасыщенностью	–	Γ, p_r, CH_4

При мечани я: Γ – общая газонасыщенность вод, p_r – общая упругость растворенных газов.

дение Газли в Средней Азии, где в IX горизонте приконтурные воды практически лишены УВ. Содержание метана в них составляет $0,1 - 17,5 \text{ см}^3/\text{л}$. Поиски залежей УВ в подобной гидрогеологической обстановке по газохимическим ореолам должны основываться на точных методах отбора и анализа проб растворенных газов.

Иными словами, в зависимости от газогидрохимической обстановки и условий формирования залежей УВ в природе существуют разнообразные типы газогидрохимических ореолов. Наиболее типичные зависимости ореолов от гидрогеологических условий отражены в табл. 42.

Если залежи находятся среди инфильтрационных вод, содержащих воздух, то они могут сопровождаться только газогидрохимическими ореолами рассеяния (рис. 50). Размеры и выраженность ореолов в этом случае будут определяться гидродинамикой. Исключение составляет лишь аргон воздушный, который формирует ореол стяжения.

Чаще всего залежи находятся среди застойных вод, недонасыщенных газами. В такой обстановке залежи газа сопровождаются обычно ореолами рассеяния по общей газонасыщенности и упругости водорастворенных газов, содержанию УВ, CO_2 , H_2S . Инертные газы (N_2 , He , Ar), наоборот, образуют ореолы стяжения.

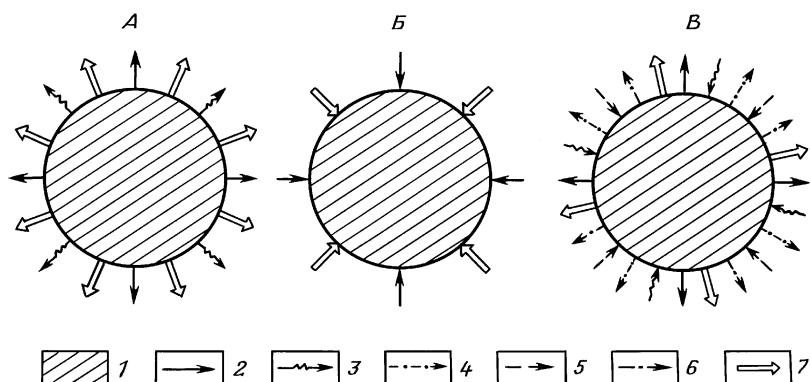


Рис. 50. Схемы пластовых газогидродинамических ореолов (по А.С. Панченко, 1990):

1 — газовая залежь; направления изменений концентраций водорасстворенных газов: 2 — CH_4 ; 3 — He ; 4 — ТУ; 5 — N_2 ; 6 — CO_2 ; 7 — общей газонасыщенности вод; А — ореолы рассеяния (Газли, Южно-Советское); Б — ореолы стяжения (Северо-Ставропольское, Тахта-Кугульгинское); В — ореолы рассеяния и стяжения (Мирненское, Расшеватское)

В обстановке повсеместной предельной газонасыщенности вод вокруг залежей газа формируются ореолы стяжения по общей газонасыщенности вод, упругости водор растворенных газов, содержанию УВ.

Все, сказанное выше, приводит к выводу, что для эффективного использования газогидродинамических ореолов в поисковых целях необходимо проводить районирование территории по типам ореолов и их выраженности.

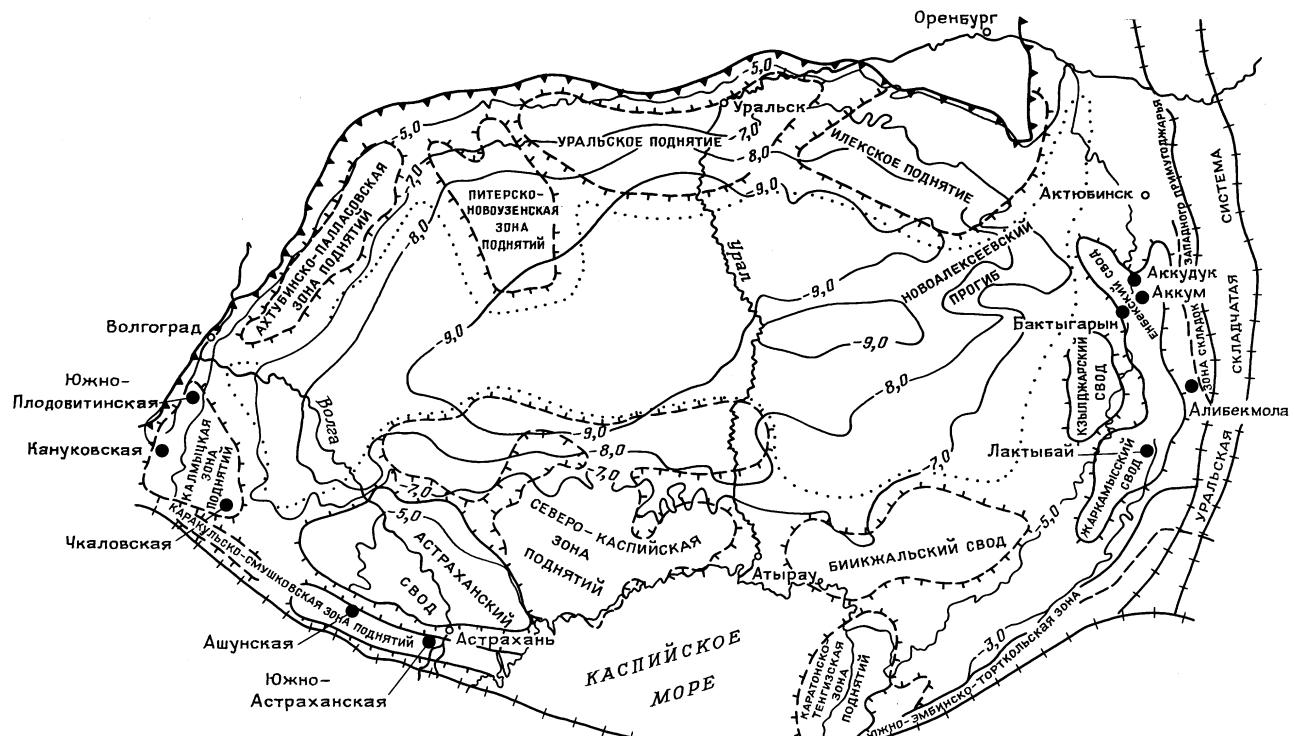
6.2. ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ

Локальный прогноз основывается на локальном уровне исследований, на результатах скважинных гидрогеологических исследований. Последние позволяют определить гидрогеологические параметры, которые отражают существующую гидродинамическую, гидрохимическую, газогидрохимическую и термобарическую обстановку недр.

Залежи углеводородов влияют на окружающую гидрогеологическую обстановку. Вокруг них образуются ореолы рассеяния веществ, на основе которых и осуществляется локальное прогнозирование. Ниже рассмотрим опыт локального прогноза в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (В.П. Ильченко, А.А. Темиров, Ю.Г. Гирин).

На схематической карте Прикаспийской впадины (рис. 51) показаны перспективные объекты, выявленные по комплексу глубинных гидрогеологических исследований.

Площадь Аккудук. В скв. 1 испытывался объект в каменноугольных известняках (интервал 4894–4942 м). После его освоения получен приток пластовой воды (дебит 0,4 м³/сут). Минерализация воды 92,6 г/л, тип — хлоркальциевый. Характерно присутствие микроэлементов в повышенных количествах (мг/л): брома — 313; аммония — 136; бора — 50. Из агрессивных компонентов в пластовой воде отмечено значительное содержание сероводорода (до 1163 мг/л). Содержание водор растворенных ОВ повышенное, что характерно для приконтурных объектов (мг/л): бензола — 0,95; нафтеновых кислот — 27; органических кислот — 678. В составе водор растворенного газа содержится: метана — 63,9 %, азота — 28,01 %, двуокиси углерода — 2,19 %, гелия — 0,11 %. Сумма тяжелых УВ — 9,26 %. Пластовое давление, приведенное к середине интервала перфорации (4900 м), составило 89 МПа. Пластовая температура равна 82 °С.



Площадь Бактыгарын. В скв. З испытывался объект в каменноугольных отложениях (интервал 4821 – 4840 м). Скважина в течение шести месяцев переливала водой. В период проведения глубинных гидрогеологических исследований наблюдался перелив пластовой воды со стабильным дебитом 1,5 м³/сут. Минерализация воды 100,7 г/л, тип – хлоркальциевый. Характерно присутствие микроэлементов в повышенных количествах (мг/л): брома – 223; аммония – 176; йода – 39; бора – 19. Из водорастворенных органических компонентов в воде выделены ароматические соединения (бензол – 0,33 мг/л) и органические кислоты (довольно высокое содержание их – 636 мг/л). Как и на площади Аккудук, в изучаемых водах отмечено содержание сероводорода до 1328 мг/л. Эта концентрация, видимо, выше фонового значения. Состав водорасстворенного газа углеводородный – метана 81 %, азота 14,25 %, двуокиси углерода 1,01 %. Сумма тяжелых УВ равна 1,61 %. Отмечено довольно высокое содержание гелия в газе (до 0,15 %), что свидетельствует о застойной гидрогеологической обстановке. В составе водорасстворенного газа сероводород не обнаружен. Характерна высокая газонасыщенность вод (2993 см³/л), свойственная приконтурным скважинам. Коэффициент газонасыщенности вод равен 0,75.

В скв. З испытывался объект в каменноугольных отложениях в интервале 4737 – 4756 м. Дебит перелива 3,4 м³/сут. Минерализация – 99,7 г/л, тип воды хлоркальциевый. Содержание микроэлементов повышенное (мг/л): брома – 248; бора – 81; йода – 46. Содержание водорасстворенных веществ свидетельствует о влиянии залежи УВ (мг/л): бензола – 0,64 %; фенолов – 0,4; органических кислот – 636; нафтеновых кислот – 125. Газонасыщенность вод составляет 2300 см³/л, коэффициент газонасыщенности – 0,65. Содержание метана в водорасстворенном газе равно 71,06 %, азота 25,8 %, гелия 0,09 %. Сероводород в лабораторных условиях в газе не обнаружен. По гидродинамическим параметрам исследуемый объект характеризуется невысокими емкостно-фильтрационными свойствами. Пластовое давление, приведенное к середине интервала перфорации (4746 м), составило 82,2 МПа. Коэффициент аномалийности – 1,8. Пластовая температура на глубине 4600 м равна 79 °С.

Рис. 51. Локальный прогноз по гидрогеологическим данным в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины (схема расположения площадей). составил В.П. Ильченко, 1993).
Усл. обозн. см. на рис. 1

Площадь Алибекмоля. В скв. 8 испытывался объект в каменноугольных отложениях (интервал 3550–3562 м). По стволу скважины до глубины 1000 м находилась нефть, ниже до забоя — пластовая вода. Минерализация — 8569 г/л, тип — хлоркальциевый. Содержание микроэлементов (мг/л): брома — всего 59; аммония — 70; бора — 52; йода — 22. Не исключено, что некоторое снижение минерализации воды обусловлено влиянием подстилающих залежей солюционных вод. В составе вод повышенное содержание органического вещества. Фенолов до 0,4 мг/л, сумма органических кислот в пересчете на уксусную кислоту — 1176 мг/л. Прослеживается четкая парагенетическая связь между УВ и ВРОВ. Водорастворенный газ преимущественно метановый — CH_4 до 76,13 %, азота — 15,52 %, двуокиси углерода — 3,93 %. Сумма тяжелых УВ — 3,05 %. В составе газа повышенное содержание гелия — до 0,15 %. Газонасыщенность вод составляет 1910 cm^3/l , коэффициент газонасыщенности равен 0,74. Пластовое давление равно 36 МПа, температура — 69 °С.

В скв. 4 испытывался объект в каменноугольных отложениях в интервале 2178–2172 м. Статический уровень на отметке 223 м. Минерализация пластовой воды повышенная — 140 г/л, генетический тип — хлоркальциевый. Также характерно высокое содержание микроэлементов, особенно йода (54,9 мг/л). Содержание водорастворенных веществ высокое (мг/л): бензола — 0,59; фенолов — 0,62; органических кислот — 648; нафтеновых кислот — даже до 540. Все эти значения являются прямыми признаками нефтепосности. Водорастворенный газ по своему составу метаново-азотный. Причем содержание метана составляет 67,5 %, а азота 27,05 %. Концентрация двуокиси углерода равна 3,71 %. Обращает на себя внимание высокое содержание гелия (0,14 %), что говорит о застойности вод, близости фундамента и наличии тектонических нарушений. Газонасыщенность вод составляет 1200 cm^3/l , коэффициент газонасыщенности равен 0,7.

В скв. 16 испытывался объект в каменноугольных известняках в интервалах 3608–3612 м; 3584–3608 м. Статический уровень в скважине равен 15 м. Из пласта в скважину вместе с водой поступало незначительное количество нефти, столб нефти на уровне составил 4 м. Минерализация воды 69 г/л, тип — хлоркальциевый. Содержание микроэлементов (мг/л): брома — 131, йода — 18, аммония — 118, бора — 56. Сероводород в воде определяли непосредственно на скважине, связывая его с растворами уксуснокислого кадмия. Содержа-

ние его составило 21,1 мг/л. В составе водорастворенного газа находится метана 88,6 %, гомологов метана 8 %, сероводорода 0,7 %. Газонасыщенность вод предельная и составила 1550 см³/л, коэффициент газонасыщенности близок к единице. На забое скважины (3500 м) давление 32,75 МПа, температура 73 °С. Давление, приведенное к середине интервала перфорации, составило 33,74 МПа. Напор воды в скважине равен + 88 м.

Площадь Аккум. В скв. 2 испытывался объект в каменноугольных известняках в интервале 4881–4830 м. Получен приток пластовой воды с пленкой нефти. По гидродинамическим параметрам объект характеризуется средними емкостно-фильтрационными свойствами. Пластовая вода с минерализацией 101 г/л, тип ее — хлоркальциевый. Характерно повышенное содержание микроэлементов (мг/л): брома — 208, бора — 102, аммония — 88, йода — 14. Фенолы не обнаружены, а содержание бензола в пробе 0,53 мг/л. Содержание сероводорода в воде составляет 2210 мг/л. Газонасыщенность вод повышенная и составляет 2920 см³/л, коэффициент газонасыщенности близок к единице, что характерно для приконтурных скважин. В составе водорастворенного газа преобладает метан (84,28 %), содержание азота — 5,02 %, двуокиси углерода — 3,74 %, гелия — 0,11 %. Содержание сероводорода в водорастворенном газе 0,97 %. Пластовое давление с учетом статического устьевого составляет 82,9 МПа. Температура на глубине 4800 м равна 86 °С.

Площадь Лактыбай. В скв. 16 испытывался объект в терригенных отложениях нижнего карбона. Скважина переливала водоэмulsionционной смесью. Вода, отобранная с глубины 3500 м, представляла собой смесь пластовой, конденсационной и технической. Газонасыщенность вод 1720 см³/л, коэффициент газонасыщенности равен 1. В составе водорастворенного газа метана 76,2 %, тяжелых УВ до 15 %, азота 7,46 %, углекислого газа 0,32 %. О гидрогеологической закрытости свидетельствует повышенное содержание гелия (0,19 %). В газе за трубного пространства содержание метана 42,5 %, гомологов метана 54,3 %. Гелий отсутствует. Давление и температура на глубине 3500 м составили соответственно 34,13 МПа и 63 °С. Напор, приведенный к уровню моря, равен + 176 м.

Площадь Южно-Астраханская. Расположена на юго-западном окончании Астраханского свода. При испытании отложений визейского яруса нижнего карбона в скв. 10 (интервал 4448–4423 м) получена слабометаморфизованная пластовая вода ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,95$) с минерализацией 70,3 г/л, что

ниже фоновой. Среди микрокомпонентов — аммоний (168 мг/л), бром (73 мг/л), бор (60 мг/л). Концентрация фенолов составляет 0,62 мг/л, бензола — 0,22 мг/л. Газонасыщенность вод равна 2680 см³/л при фоне 1500 см³/л. Коэффициент газонасыщенности — 0,48. В составе водорастворенного газа преобладает метан (87,8 %); доля тяжелых углеводородов 3,5 %, содержание азота 3,5 %, углекислого газа — 2,7 %. Сероводород в водорастворенном газе в лабораторных условиях не обнаружен, хотя в пластовой воде его содержится 114 мг/л.

Площадь Чкаловская. Из нижнепермских отложений юго-западной части Прикаспия с глубины 4500 м (скв. 1) получена пластовая вода хлоркальциевого типа с минерализацией 260 г/л ($\text{Na}/\text{Cl} = 0,55$). Газонасыщенность вод высокая и составляет 3700–4500 см³/л (при фоновой не более 1500 см³/л), значения коэффициента газонасыщенности высоки и достигают 0,84–1,0. В составе водорастворенных газов преобладает метан (83 %); тяжелых углеводородов 5,4 %, углекислого газа 2,6 %, азота 9 %, сероводород отсутствует.

Площадь Кануковская. В скв. 101 испытывались нижнепермские отложения в интервалах 2915–2955 и 2747–2758 м. Минерализация пластовой воды 217–225 г/л. Натрий-хлорный коэффициент равен 0,84. Газонасыщенность вод составляет 1367–1620 см³/л. Коэффициент газонасыщенности высокий (0,84–0,86). В составе водорастворенных газов преобладает метан (77–82 %); тяжелых углеводородов содержится 5–11 %, углекислого газа 2,5–2,8 %, азота — 7,8–9,0 %, сероводород отсутствует. Характерно высокое содержание водорастворенных органических веществ в водах.

А.С. Панченко, В.П. Ильченко (1978) за аномальные принимают газогидрохимические показатели, существенно отличающиеся от фоновых и присущие сугубо локальному участку рассматриваемого водоносного комплекса. В условиях Предкавказья и прилегающей территории по газонасыщенности вод, коэффициенту газонасыщенности и отношению углеводородов к азоту по контрастности выделяются четыре типа аномалий. Наиболее контрастны в плане перспектив нефтегазоносности аномалии первого типа. Они характеризуются газонасыщенностью более 1500 см³/л, коэффициентом газонасыщенности более 0,8 и отношением углеводородов к азоту более 20.

По контрастности газогидрохимические аномалии на Кануковской и особенно на Чкаловской площадях с учетом повышенных концентраций органических веществ в водах ярко выражены. Они относятся к первому типу, что позволяет го-

ворить о высокой перспективности обнаружения на этих структурах скоплений углеводородов.

Таким образом, при локальном, в том числе раздельном прогнозировании применяется целый комплекс гидрогеологических показателей. Он включает:

1) ионно-солевой состав и минерализацию воды. Застойная гидрохимическая обстановка благоприятна для сохранения и обнаружения залежей нефти и газа. На общем фоне минерализованных вод залежи углеводородов зачастую сопровождаются ореолами вод пониженной минерализации за счет конденсационных, солюционных и других вод. Повышенные концентрации микроэлементов в этих водах подтверждают их природный генезис;

2) водорастворенные газы. На общем фоне недонасыщенных вод выделяются аномалии повышенной газонасыщенности вод за счет влияния залежей УВ. Коэффициент газонасыщенности этих вод достигает 0,8–1,0. В составе водорастворенных газов преобладает метан и его гомологи. По газонасыщенности вод, коэффициенту газонасыщенности, а также отношению углеводородов к азоту выделяются четыре типа газогидрохимических аномалий. Наиболее контрастны в плане перспектив нефтегазоносности аномалии первого типа. Они характеризуются газонасыщенностью более 1500 см³/л, коэффициентом газонасыщенности более 0,8 и отношением углеводородов к азоту более 20. Наличие сероводорода в водорасстворенном газе – прямой признак наличия его в залежи;

3) водорастворенное органическое вещество. Из всего многообразия ВРОВ в Прикаспийской впадине наиболее изучены и информативны в качестве поисковых показателей фенолы, бензол. Распределение фенолов в пластовых водах характеризуется значительными колебаниями концентраций, причем по этому показателю нефтяные залежи не очень отличаются от газоконденсатных. В то же время воды газоконденсатных залежей обычно характеризуются повышенными концентрациями бензола по сравнению с водами нефтяных скоплений. На характер распределения бензола и его гомологов в водах сероводород не влияет. Особенностью ореольных вод углеводородных залежей с высоким содержанием сероводорода является отсутствие в них фенолов.

Следует подчеркнуть, что только комплексное использование гидрохимических, газогидрохимических, водорасстворенных органических показателей нефтегазоносности с учетом термобарической обстановки недр может повысить уровень достоверности прогноза обнаружения скоплений УВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азнабаев Э.К. Условия формирования месторождений нефти и газа Прикаспийской впадины. — Алма-Ата: Наука, 1978. — С. 188.
- Аксенов А.А., Анисимов А.А. Прогноз распространения сероводорода в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины//Советская геология. 1982. — № 10. — С. 46—52.
- Актуальные проблемы нефтяной гидрогеологии; Под ред. Е.А. Барс и Е.В. Стадника. — М.: Наука, 1993. — 128 с.
- Алексеев Ф.А., Гомтих Р.П., Лебедев В.С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1973. — 216 с.
- Алексеев Ф.А., Лебедев В.С., Овсянников В.М. Изотопный состав углерода газов биохимического происхождения. — М.: Недра, 1974. — 88 с.
- Анисимов Л.А. Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. — М.: Недра, 1976. — 180 с.
- Анисимов Л.А., Московский Г.А. Интерпретация гидрогеологических данных по Прикаспийской впадине//Советская геология. — 1990. — № 3. — С. 106—114.
- Анисимов Л.А., Потапов А.Г. Геология, разведка и разработка залежей сернистых газов. — М.: Недра, 1983. — 197 с.
- Арабаджи М.С., Варламов В.Г., Мильничук В.С. Закономерности распределения минерализации пластовых вод подсолевого комплекса восточного борта Прикаспийской впадины//Изв. вузов. Сер. Нефть и газ. — 1983. — № 8. — С. 3—8.
- Барс Е.А. Проблемные вопросы гидрохимической зональности нефтегазоносных бассейнов//Гидрохимическая зональность и нефтегазонность. — М.: Наука, 1988. — С. 4—7.
- Барулин Г.И., Рыскин М.И., Волкова Е.Н. Новые данные о структуре подсолевого ложа юга Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа. — 1985. — № 11. — С. 28—31.
- Бочкарев А.В. Катагенез и газоносность угленосных толщ//Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 4. — С. 108—113.
- Бочкарева В.А., Сыдыков Ж.С., Джангириянц Д.А. Подземные воды Прикаспийской впадины и ее восточных обрамлений. — Алма-Ата: Наука, 1973. — 216 с.
- Былевский Г.А. Значение аномально высоких пластовых давлений в солянокупольных бассейнах при поисках залежей нефти и газа (на примере Прикаспийской впадины): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — М.: ВНИГНИ, 1978. — 26 с.
- Вагин С.Б. Палеогидрогеологические реконструкции при поисках залежей углеводородов. Дис. д-ра геол.-минерал. наук (научный доклад). — М.: МИНХиГП, 1988. — 37 с.

- Варламов В.Г., Мильничук В.С., Руднев А.Н.* Геотермический режим недр восточного борта Прикаспийской синеклизы//Изв. вузов. Сер. Нефть и газ. — 1984. — № 3. — С. 3—9.
- Воды нефтяных и газовых месторождений СССР:* Справочник; Под ред. А.М. Зорькина. — М.: Недра, 1989. — 382 с.
- Волкова Т.П.* Палеотермоглубинная зональность подсолевых отложений юго-восточного борта Прикаспийской впадины//Геология нефти и газа. — 1989. — № 7. — С. 24—27.
- Волчегурский П.Ф., Максимов С.С., Обрячиков О.С.* Глубинное строение юго-востока Прикаспийской впадины по материалам дистанционных съемок//Геология нефти и газа. — 1986. — № 7. — С. 39—43.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. — М.: Недра, 1968. — 180 с.
- Генезис Астраханского газоконденсатного месторождения и возможное фазовое состояние углеводородов*/О.К. Навроцкий, Д.Л. Федоров, И.И. Сидоров, Г.П. Былинкин//Советская геология. — 1983. — № 7. — С. 11—19.
- Генетические предпосылки формирования скоплений углеводородов в подсолевых отложениях*/А.А. Аксенов, А.А. Голов, Л.Г. Кириюхин, В.В. Пайранян, А.А. Размышляев//Условия формирования крупных зон нефтенакопления. — М.: Наука, 1985. — С. 51—56.
- Геология и нефтегазоносность Карабаганакского месторождения.* — Саратов: СГУ, 1988. — 172 с.
- Геохимические особенности нефтегазоносности Прикаспийской впадины//Труды ВНИГРИ;* Под ред. К.В. Фомкина. — М.: Недра. — 1985. — Вып. 251.—265 с.
- Геохимические условия нефтегазообразования в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины*/Г.П. Былинкин, О.К. Навроцкий, И.Н. Сидоров, И.В. Орешкин//Геология нефти и газа. — 1984. — № 5. — С. 15—20.
- Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского нефтегазоносного региона*/Ж.С. Сыдыков, С.Е. Чакабаев, М.А. Мухамеджанов и др. — Алма-Ата: Наука, 1977. — 183 с.
- Гидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур и зон нефтегазонакопления:* Сб. научных трудов/ВНИГРИ. — Л., 1988. — 159 с.
- Гидрохимические особенности и газоносность глубокопогруженных горизонтов Восточно-Кубанской впадины*/В.П. Ильченко, Б.П. Акуличев, П.В. Бигун, А.А. Темиров//Геология нефти и газа. — 1986. — № 2. — С. 54—57.
- Гидрохимическая зональность и нефтегазоносность;* Ответственные редакторы Е.А. Барс, М.И. Зайдельсон, Э.М. Пуркина. — М.: Наука, 1988. — 144 с.
- Гридин В.А., Варягов С.А., Ильченко В.П.* Циклическое строение и закономерности распространения карбонатных формаций (КТ-1, КТ-2) в восточной части Прикаспийской впадины и их гидрогеологическая характеристика//Циклы природы и общества. — Ставрополь. — 1995. — Вып. 3, 4. — С. 46—51.
- Гуревич А.Е.* Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1980. — 214 с.
- Дальян И.Б., Булеекбаев З.Е., Абаханов А.А.* Гидрогеологические и гидрохимические условия подсолевых нефтегазовых месторождений восточной окраины Прикаспийской впадины//Советская геология. — 1991. — № 2. — С. 19—22.

- Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С.* Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины//Советская геология. – 1972. – № 6. – С. 13–17.
- Журавлева Е.Д.* Нефти и породы Тенгизского месторождения//ЭИ. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. – М., 1991. – Вып. 1. – С. 15–18.
- Зингер А.С., Долгова Г.С., Федоров Д.Л.* Генезис опресненных глубинных вод и кислых компонентов газов юго-востока Русской платформы//Обзор ВИЭМС. – М., 1980. – 40 с.
- Зингер А.С., Котровский В.В.* Гидрогеологические условия водонапорных систем западной части Прикаспийской впадины. – Саратов: Изд-во СГУ, 1979. – 155 с.
- Зиньковский В.Е., Кучерова З.Ф.* Геологическое строение и перспективы газоносности Калмыцко-Астраханского Прикаспия по геофизическим данным//Обзор. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. – М.: ВНИИЭгазпром. – 1986. – Вып. 3. – С. 59.
- Зона сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского* – резерв подготовки запасов УВ в Европейской части СССР/И.Н. Капустин, Н.И. Немцов, А.Н. Кондратьев и др./Геология нефти и газа. – 1989. – № 1. – С. 11–15.
- Зорькин Л.М.* Геохимия газов пластовых вод нефтегазовых бассейнов. – М.: Недра, 1973. – 220 с.
- Зорькин Л.М., Стадник Е.В., Козлов В.Г.* Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Прикаспийской впадины. – М.: Недра, 1975. – 112 с.
- Зорькин Л.М., Старобинец И.С., Стадник Е.В.* Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. – М.: Недра, 1984. – 248 с.
- Зорькин Л.М., Суббота М.И., Стадник В.В.* Нефтегазопоисковая гидрогеология. – М.: Недра, 1982. – 216 с.
- Иванов Ю.А., Слобников В.Б.* Условия формирования газоносности и газоконденсатности в подсолевых комплексах соленосных бассейнов//Обзор. – М.: ВНИИЭгазпром. – 1988. – Вып. 11. – 43 с.
- Иванов Ю.А.* Условия формирования газоконденсатных скоплений в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины//Геолого-геохимические условия формирования газоконденсатных залежей. – М.: ВНИГНИ, 1989. – С. 48–57.
- Ильченко В.П.* Гидрохимические особенности глубокопогруженных зон в связи с нефтегазоносностью: Тез. докл. 2-го Международного симпозиума по геохимии природных вод. – Ростов-на-Дону, 1982. – С. 108.
- Ильченко В.П.* Влагосодержание природных газов сероводородсодержащих месторождений//Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. – М.: ИРЦ Газпром. – 1996. – № 2. – С. 2–5.
- Ильченко В.П., Серебряков О.И.* Гидрогеологические условия формирования зон бессернистых газов//Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. – М.: ИРЦ Газпром. – 1996. – № 5. – С. 5–8.
- Ильченко В.П., Бочкирев А.В., Суббота М.И.* Органогенная вода и ее роль в формировании нефтегазогидрохимических аномалий//Геология нефти и газа. – 1982. – № 7. – С. 57–59.
- Ильченко В.П., Бочкирев А.В.* Органогенные воды и гидрогеохимическая зональность подсолевых отложений Прикаспийской впадины//Отечественная геология. – 1993. – № 4. – С. 80–84.
- Ильченко В.П.* Гидрогеохимические поля в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспия//Особенности технологии геохимических мето-

дов поисковых месторождений нефти и газа: Тез. докл. школы-семинара. — Алма-Ата, 1990. — С. 100–101.

Ильченко В.П. Зональность и классификация водорастворенных газов Прикаспийской впадины//Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения: Тез. докл. — Санкт-Петербург. — 1992. — Т. 2. — С. 89–91.

Ильченко В.П. Новые данные по глубинным гидрогеологическим исследованиям подсолевых отложений восточного борта Прикаспийской впадины//Новые материалы по водонапорным системам крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений. — М.: ВНИИГАЗ, 1991. — С. 65–69.

Ильченко В.П. О закономерностях распределения брома в подземных водах нефтегазоносных комплексов Предкавказья//Геология, разведка и разработка газовых и газоконденсатных месторождений Северного Кавказа. — М.: ВНИИЭгазпром, 1976. — С. 46–51.

Ильченко В.П., Стадник Е.В. Газогидрогеохимические поля в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины//Геология нефти и газа. — 1992. — № 2. — С. 27–30.

Ильченко В.П., Яровая С.К. Промысловые гидрогеоэкологические проблемы на объектах газовой отрасли: Тез. докл. совещания "Оценка воздействий на окружающую среду предприятий нефтегазовой промышленности". — М.: НТО НГ, 1994. — С. 4–5.

Ильяев В.И., Переима А.А., Тенн Р.А., Ильченко В.П. К вопросу о состоянии межколонного пространства сероводородсодержащих скважин//Технология строительства газовых и газоконденсатных скважин. — М.: ВНИИГАЗ, 1991. — С. 51–56.

Ильяев В.И., Серебряков Е.П., Тенн Р.А., Ильченко В.П. Гидрохимический метод диагностирования межколонных флюидопроявлений//Строительство газовых и газоконденсатных скважин. — М.: ВНИИГАЗ, 1992. — С. 43–49.

Искужиев Б.А., Семенович В.В. Новые данные о геологическом строении южной части междуречья Волги и Урала//Советская геология. — 1989. — № 7. — С. 36–39.

Использование литогидрогеохимических исследований для прогнозирования коллекторов нефти и газа/А.Н. Дмитриевский, А.А. Карцев, Н.В. Попова и др. — М.: ВНИИОЭНГ, 1987. — 49 с.

Капченко Л.Н. Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. — Л.: Недра, 1983. — 263 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1986. — 224 с.

Карцев А.А., Колодий В.В. Маломинерализованные воды нефтегазоносных бассейнов//Геология нефти и газа. — 1984. — № 6. — С. 61–62.

Карцев А.А. Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы//Изв. АН СССР. Сер. геологическая. — 1982. — № 2. — С. 12–15.

Кычев Н.В. Гидрогеологические условия нефтегазонакопления в окско-нижнебашкирском водонапорном комплексе территории западного обрамления Прикаспийской впадины//Нефтегазовая геология и геофизика. — М. — 1991. — Вып. 7. — С. 21–29.

Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. — Киев: Наукова думка, 1983. — 249 с.

Кондратьев А.Н., Молодых Г.Н., Размышляев А.А. Особенности формирования Астраханского газоконденсатного месторождения//Геология нефти и газа. — 1982. — № 9. — С. 43–48.

Котровский В.В. Геотермические условия образования и размещения залежей углеводородов в осадочном чехле Прикаспийской впадины. — Саратов, 1986. — 156 с.

Куанышев Ф.М., Верин В.П., Дюсенталиев К.К. Особенности миграции углеводородов подсолевых отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины по геохимическим данным//Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. — М.: Наука, 1988. — С. 110—116.

Кудельский А.В. Генезис скоплений углеводородов и гидрохимическая зональность нефтегазоносных бассейнов//Гидрохимическая зональность и нефтегазоносность. — М.: Наука, 1988. — С. 27—30.

Кунин Н.Я., Былевский Г.А. Влияние аномально высоких пластовых давлений на условия формирования залежей углеводородов на больших глубинах//Особенности формирования залежей нефти и газа в глубокозалегающих пластах. — М.: Наука, 1980. — С. 121—126.

Махнac А.А. Катагенез и подземные воды. — М.: Наука и техника, 1989. — 335 с.

Моделевский М.М. Формирование залежей УВ различного фазового состава в южной части Прикаспийской впадины//Геология нефти и газа. — 1990. — № 6. — С. 5—8.

Молодых Г.Н. Распределение пластовых температур в районах соляных куполов//Нефтегазовая геология и геофизика. — 1987. — № 9. — С. 11—14.

Московский Г.А., Свицинский С.А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия//Советская геология. — 1989. — № 5. — С. 49—54.

Особенности формирования и размещения залежей нефти и газа в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины; Под ред. Л.Г. Кирюхина и Д.Л. Федорова. — М.: Недра, 1984. — 144 с.

Панченко А.С. Генезис рассолов соленоносных отложений кимеридж-титона Каракумского артезианского бассейна//Геохимия. — 1966. — № 4. — С. 488—491.

Панченко А.С. Раздельное прогнозирование залежей газа и нефти. — М.: Недра, 1985. — 200 с.

Перепеличенко В.Ф., Потапов А.Г., Бражников О.Г., Левченко В.С. Ускоренное освоение ресурсов нефти и газа Прикаспийской впадины//Обзор. — М.: ВНИИОЭНГ, 1990. — С. 64.

Порядин В.И. Аномально высокие пластовые давления в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины. — Алма-Ата: Наука, 1984. — 120 с.

Рагозина Е.А. Газообразование при катагенезе органического вещества пород. — Л.: Недра, 1983. — 164 с.

Распределение температур на поверхности подсолевого комплекса Прикаспийской впадины/М.К. Калинко, Г.Н. Молодых, Н.И. Немцов и др./Геология нефти и газа. — 1991. — № 10. — С. 8—11.

Растворенные газы подземных вод нефтегазоносных отложений Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины и их поисковое значение/И.Б. Далян, М.А. Мухамеджанов, Е.В. Стадник, Ж.С. Сыдыков//Гидрохимия и гидротермия подземных вод Казахстана//Тр. Института гидрогеологии и гидрофизики АН Каз. ССР. — 1969. — Т. 6. — С. 18—24.

Романюк А.Ф., Суббота М.И., Ильченко В.П. Гидрогеологические особенности формирования крупных нефтегазоносных зон//Условия формирования крупных зон нефтегазонакопления. — М.: Наука, 1985. — С. 104—106.

Сахибгереев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. — Л.: ВНИГРИ, 1984. — 42 с.

Серебряков О.И., Ильченко В.П. Генетическая связь сероводородсодержащих залежей и водорастворенных компонентов//Критерии и методы установления генетических связей в системе: нефть — конденсат — ОВ пород и вод: Тез. докл. Всесоюзной конференции. — М., 1988. — С. 218—220.

Серебряков О.И., Ильченко В.П., Королева Е.М. Гидрогеологическая модель Астраханского газоконденсатного месторождения//Научно-технические достижения и передовой опыт, рекомендуемые для внедрения в газовой промышленности. — М., 1990. — Вып. 10. — С. 13—18.

Серебряков О.И. Онтогенез сероводорода природных газов месторождений Прикаспийской впадины: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. — М., 1991. — 20 с.

Серебряков О.И. Характеристика и условия формирования Астраханского месторождения//Нефтегазовая геология и геофизика. — 1979. — № 1. — С. 15—20.

Симоненко В.Ф. Первичная миграция углеводородов в водорастворенном состоянии и их начальная аккумуляция//Обзор. — М.: ВИЭМС, 1988. — 56 с.

Слепакова Г.И. Возможные зоны нефтегазонакопления в палеозойском комплексе отложений Прикаспийской впадины на глубинах свыше 4500 м//Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1989. — № 72. — С. 66—70.

Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа. — М.: Недра, 1965. — 120 с.

Старосельский В.И. Этан, пропан, бутан в природных газах нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1990. — 186 с.

Суббота М.И., Романюк А.Ф., Ильченко В.П. О газогидрохимических критериях раздельного прогноза углеводородных залежей//Проблемы нефтегазопоисковой гидрогеологии: Сб. научн. трудов/ИГИРГИ. — М., 1989. — С. 20—26.

Суббота М.И., Серебряков О.И., Ильченко В.П. Термодинамический генезис гидрохимических инверсий в глубокозалегающих осадочных толщах//Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр: Тез. докл. 1-й Всесоюзной конференции. Часть 3. — М., 1988. — С. 603—604.

Сыдыков Ж.С. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. — Алма-Ата: Наука, 1966.

*Схема плитотектоники и нефтегазогеологическое районирование Прикаспийской впадины//*С. Шеин, В.В. Пайразян, А.А. Размышляев, Б.А. Соловьев//Прогноз месторождений нефти и газа. — М.: ВНИГНИ, 1989. — С. 28—41.

Тальнова Л.Д., Долгова Г.С. Гидрохимическая зональность в распределении газовых и органических компонентов подземных вод Северо-Каспийского артезианского бассейна, как отражение процессов генерации и аккумуляции углеводородов//Гидрохимическая зональность и нефтегазоносность. — М.: Наука, 1988. — С. 59—64.

*Технология глубинных нефтегазопоисковых гидрогеологических исследований/*В.П. Ильченко, Б.П. Акулинцев, Ю.Г. Гирин и др. — М.: Недра, 1992. — 173 с.

*Технология газопромысловых гидрогеологических исследований/*В.П. Ильченко, Б.П. Акулинцев, Ю.Г. Гирин и др. — М.: Недра, 1996.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблемы гидрохимии литогенеза//Литология и полезные ископаемые. — 1972. — № 2. — С. 32—43.

- Ульянов В.С., Петухов А.В., Губин В.А. Юстинский свод — перспективный объект нефтегазопоисковых работ в Прикаспийской впадине//Геология нефти и газа. — 1990. — № 1. — С. 8—11.
- Условия формирования крупных зон нефтегазонакопления. — М.: Наука, 1985. — 184 с.
- Условия формирования месторождения Караганак/С.М. Камалов, В.М. Кирьяшкин, О.Н. Марченко и др./Изв. АН Казахской ССР. Сер. геологическая. — Алма-Ата: Наука, 1966. — № 4 (302). — С. 3—8.
- Чистовский А.И. Гидрохимическая зональность, возможные пути ее формирования и влияние на размещение залежей углеводородов в районах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции//Гидрохимическая зональность и нефтегазоносность. — М.: Наука, 1988. — С. 44—49.
- Якучени В.П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью//Тр. ВНИГРИ. — Л., 1961. — Вып. 167. — С. 8—11.
- Anissimov L. Sulfur in organic matter, oils and gases: distribution, origin, prediction//The arabian journal for science and engineering. — 1990. — V. 19. — N. 28. — P. 309.
- Anissimov L. Expulsion Mechanism: the Role of Formation Pressure. Exploration Update ~94//Expanded Abstracts, May 9—12, 1994, Calgary. — P. 157—159.
- Behar F., Kressmann S., Rudkiewicz J.L. and Vandebroucke M. Experimental simulation in a confined system and kinetic modelling of kerogen and oil cracking//In Advances of Organic Geochemistry. — 1991. — N. 15 — P. 173—189.
- Geochemistry of Sulfur in Fossil Fuels; Ed. W.L. Orr and C.M. White//D.C. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. — Washington, 1990. — P. 708.
- Hunt Y., Whelan Y., Eglinton L., Cathles L. Gas Generation — a major cause of deep Gulf Coast overpressures//Oil and Gas Journal. — 1994. — V. 92. — N 29. — P. 59—63.
- Ilchenko V., Bokarev A., Subbotina M. Das organogene Wasser und seine Rolle bei der Bildung der hydrochemischen Erdöl—Erdgas—Anomalien//Zeitschrift für angewandte Geologie. — 1983. — N. 8. — P. 408—410.
- Ilchenko V. Zoning and classification of water-dissolved gases of PRE—Caspian Depression//International symposium "Unconventional hydrocarbon sources, problems of exploration and production". — S—Pt., 1992. — P. 80—82.
- Krouse R. and others. Chemical and Isotopic Evidence of Thermochemical Sulphate Reduction by Light Hydrocarbon Gases in Deep Carbonate Reservoirs//Nature, 333(6172). — 1988. — P. 415.
- Sinninghe Damste J. and Leeuw J. Analysis, Structure and Geochemical Significance of Organically — Bound Sulphur in the Geosphere: State of the Art and Future Research//In Advances of Organic Geochemistry; Ed. B. Durand and F. Behar. — 1989. — V. 16. — P. 1077.