

553.98

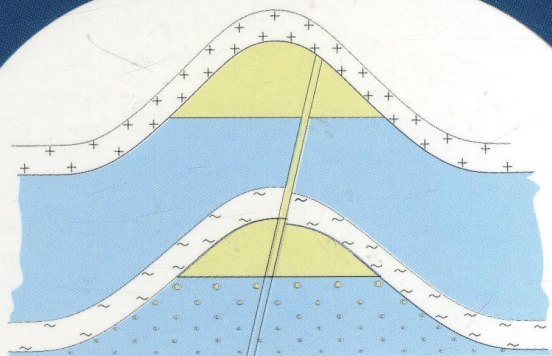
Т 35



Харьковский национальный университет
имени В. Н. Каразина

В. А. Терещенко

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОАКОПЛЕНИЯ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ



МОНОГРАФИЯ

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ХАРЬКОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени В. Н. КАРАЗИНА

В. А. Терещенко

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ
В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ**

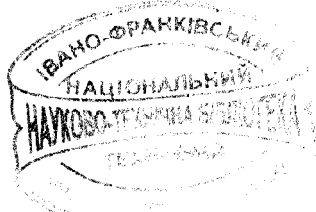
Монография

Харьков — 2015

УДК 553.98:556.3 (477)

ББК 26.343

Т 35



Рецензенты:

А. И. Лурье — доктор геолого-минералогических наук, профессор Харьковского национального университета имени В. Н. Каразина;

Т. Н. Галко — доктор геологических наук, начальник центра по проектированию разработки газовых и газоконденсатных месторождений Украинского научно-исследовательского института природных газов.

Терещенко В. О.

Т 35

Гідрогеологічні умови газонакопичення в Дніпровсько-Донецькій западині : монографія / В. О. Терещенко. — Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2015. — 244 с.

ISBN 978-966-285-162-5

В монографії розглянуто будову водонапірної системи Дніпровсько-Донецької западини до глибин 6,0—6,3 км. Запропоновано схему вертикальної гідрогеологічної зональності. Проаналізовано генезис і формування складу вод нафтогазоносних комплексів. Показано генетичний зв'язок розміщення газових покладів із поширенням зони вуглеводневих водорозчинених газів. Вперше розглянуто закономірності традиційного і нетрадиційного газонакопичення на тлі гідрогеологічної та катагенетичної зональності.

Книга розрахована на наукових працівників і виробничників, що працюють в галузях геології нафти і газу, гідрогеології, в першу чергу нафтогазової гідрогеології, а також може бути корисною студентам відповідних спеціальностей.

Утверждено к печати решением Ученого совета

*Харьковского национального университета имени В. Н. Каразина
(протокол № 7 от 27 июня 2014 г.)*

Терещенко В. А.

Т 35

Гидрогеологические условия газонакопления в Днепровско-Донецкой впадине : монография / В. А. Терещенко. — Х. : ХНУ имени В. Н. Каразина, 2015. — 244 с.

ISBN 978-966-285-162-5

В монографии рассматривается строение водонапорной системы Днепровско-Донецкой впадины до глубин 6,0—6,3 км. Предложена схема вертикальной гидрогеологической зональности. Анализируется генезис и формирование состава вод нефтегазоносных комплексов. Показана генетическая связь размещения газовых залежей с распространением зоны углеводородных растворенных газов. Впервые рассмотрены закономерности традиционного и нетрадиционного газонакопления на фоне гидрогеологической и катагенетической зональности.

Книга рассчитана на научных работников и производственников, работающих в области геологии нефти и газа, гидрогеологии, в первую очередь нефтегазовой гидрогеологии, а также может быть полезна студентам соответствующих специальностей.

УДК 553.98:556.3 (477)

ББК 26.343

ISBN 978-966-285-162-5

© Харьковский национальный университет
имени В. Н. Каразина, 2015

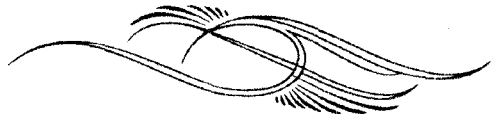
© Терещенко В. А., 2015

© Литвинова О. А., макет обложки, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
РАЗДЕЛ 1. Краткий обзор исследований по гидрогеологии нефтегазоносных горизонтов ДДВ.....	7
РАЗДЕЛ 2. Основные особенности геологического строения региона.....	12
РАЗДЕЛ 3. Нефтегазоносность и водоносность литолого-стратиграфических комплексов	17
РАЗДЕЛ 4. Геотемпературные условия ДДВ.....	78
РАЗДЕЛ 5. Палеогидрогеологические условия ДДВ.....	83
РАЗДЕЛ 6. Гидрогеологическая зональность и гидродинамические условия ДДВ.....	91
РАЗДЕЛ 7. Генезис и формирование состава подземных вод нижнего гидрогеологического этажа.....	107
7.1. <i>Изотопный состав молекул воды</i>	108
7.2. <i>Формирование состава седиментогенных рассолов</i>	112
7.3. <i>Генезис и формирование вод относительно пониженной минерализации и низкобромных рассолов из глубоких горизонтов</i>	128
7.4. <i>Формирование микрокомпонентного состава подземных вод</i>	147
РАЗДЕЛ 8. Газонасыщенность подземных вод и размещение залежей нефти и газа.....	160
РАЗДЕЛ 9. Гидрогеохимические и геохимические показатели формирования залежей газа.....	175
РАЗДЕЛ 10. Гидрогеологические условия газонакопления на моноклиналях.....	184
РАЗДЕЛ 11. Гидрогеологическая зональность и закономерности традиционного и нетрадиционного газонакопления.....	192
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	210
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	215
ПРИЛОЖЕНИЯ	231

ВВЕДЕНИЕ



Днепроовско-Донецкая впадина (ДДВ) является важнейшим газодобывающим регионом Украины, в котором сосредоточена большая часть разведанных запасов газа и добывается основная часть природного газа в стране. Несмотря на сокращение объемов поисково-разведочных работ, здесь каждый год открываются новые газоконденсатные месторождения, в том числе на больших глубинах. Повышение эффективности поисково-разведочных работ зависит от правильного понимания основных закономерностей размещения скоплений углеводородов в недрах, среди которых существенная роль принадлежит гидрогеологическим условиям региона.

ДДВ представляет собой весьма интересный объект для исследования гидрогеологических условий газонакопления. Разнообразный набор осадочных формаций, в том числе газонефтегенерирующих, залегание их в широком диапазоне глубин, пластовых температур и постседиментационных преобразований создают широкие возможности для анализа генезиса и условий формирования подземных вод, их роль в процессах газонефтеобразования и газонефтенакопления. Некоторые явления, получившие затем подтверждение в других регионах, были впервые установлены и описаны именно в ДДВ. Так, здесь впервые

установлен массивно-пластовый тип природных резервуаров и массивно-пластовых залежей углеводородов, впервые выявлено развитие глубинной гидрохимической инверсии в палеозойских отложениях, описаны встречные диффузионные потоки углеводородных и неуглеводородных компонентов из залежей и в залежи и некоторые другие явления. Значительные перспективы региона связывают с освоением нетрадиционных видов природного газа, работы по разведке которых уже начаты в ДДВ.

Несмотря на большое количество статей в научных журналах и сборниках, посвященных гидрогеологическим условиям месторождений углеводородов региона, в настоящее время отсутствует современное монографическое исследование гидрогеологии нефтегазоносных отложений ДДВ. Со времени опубликования монографии Л. П. Швая [162] прошло более 40 лет, и она, естественно, устарела, поскольку базировалась на материалах бурения до глубин 3—3,5 км. Монографии В. В. Колодия [63; 66—68] посвящены исследованию гидрогеологии всех нефтегазоносных провинций Украины, и ДДВ в них рассматривается кратко среди прочих регионов. По указанным причинам необходимость в обобщении накопленного огромного материала по гидрогеологии газонефтеносных комплексов ДДВ давно назрела.

Автор изучает гидрогеологию газовых и нефтяных месторождений ДДВ с 1959 года в период работы в Украинском научно-исследовательском институте природных газов (УкрНИИГаз), а с 1982 года в Харьковском национальном университете имени В. Н. Каразина (тогда Харьковский государственный университет имени М. Горького). Целью настоящей работы является обобщение всего накопленного материала по гидрогеологии газонефтеносных горизонтов ДДВ с учетом новейших данных по наиболее глубоким изученным горизонтам до глубины 6,0—6,3 км и выяснение влияния гидрогеологических факторов на закономерности размещения залежей газа и нефти.

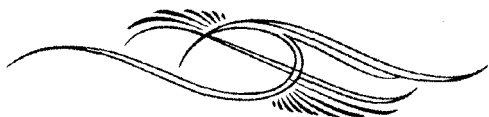
В основу методического подхода положены принципы комплексности и системности. Гидрогеологический материал анализировался в тесной увязке с данными по геологии и нефтегазоносности. При рассмотрении флюидоносных комплексов учитывались данные литолого-фациального, формационного и стадийного анализов. Основной гидрогеологический материал, получаемый по результатам опробования водоносных горизонтов в глубоких скважинах (данные по дебитам скважин, стати-

ческим уровням, пластовым давлениям и температурам, отбору проб воды и растворенного газа) подвергался тщательному анализу с точки зрения степени достоверности и представительности полученных результатов.

Анализировался химический состав подземных вод, в том числе микрокомпонентный состав, изотопный состав молекул воды. Газовый состав и степень газонасыщенности подземных вод определялись по данным отбора проб глубинными пробоотборниками. Использованы анализы изотопного состава некоторых газовых компонентов: метана, гелия, аргона. Фактический материал рассматривался с точки зрения выяснения сущности процессов, происходящих в системе вода — порода — газ — органическое вещество, установления связей в системе и функционировании системы. Всего обработано около 5000 результатов опробования водоносных горизонтов, более 8000 анализов подземных вод, около 3000 анализов водорастворенных газов и 360 анализов изотопного состава молекул воды.

Автор выражает искреннюю благодарность А. И. Лурье, С. В. Кривуле, В. А. Кривошее, А. А. Лагутину, А. П. Завальному, принявшим участие в обсуждении отдельных разделов монографии и высказавшим полезные советы и пожелания. Автор также благодарит В. Ю. Грицюту, А. Е. Потапенко, Д. Ю. Носика, А. В. Самодовили, А. В. Кононенко за помощь в оформлении работы и подготовку рукописи к печати.

РАЗДЕЛ 1



КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ДДВ

Первые сведения о подземных водах, ассоциирующих с залежами нефти, появляются вскоре после получения первых ее притоков на Роменском соляном штоке в 1937 г. Они приведены в работах К. И. Макова [101; 102]. Эти воды, как и нефть, были получены в приштоковых зонах с небольших глубин и не являлись характерными для открытых в дальнейшем залежей нефти и газа. Накопление данных о типичных для нефтегазоносных горизонтов водах происходило в конце 40 — 50-х гг. XX ст. после открытия Радченковского и Шебелинского месторождений и расширения фронта поисково-разведочных работ. Одной из первых обобщающих работ, в которой, кроме пресных вод верхних водоносных горизонтов, рассматриваются и минерализованные воды глубоких водоносных горизонтов, была монография А. Е. Бабинца «Подземные воды юго-запада Русской платформы» (1961 г.), в которой приведены данные по подземным водам и ДДВ [4].

Целенаправленные исследования по гидрогеологии нефтегазоносных горизонтов региона с использованием глубинных

прободоотборников были начаты в 50-е гг. XX ст. полевым отрядом Всесоюзного научно-исследовательского института природных газов (ВНИИГаз) под руководством Э. Е. Лондон. В ее работах изложены первые результаты этих исследований [87]. С конца 50-ых гг. такие исследования были продолжены в УкрНИИ-Газ. Их результаты анализируются в работах Ю. С. Застежко, А. С. Тердовидова, В. А. Терещенко [42–44], опубликованных в 60-е гг., в которых выявлены основные черты строения глубоких водоносных горизонтов, особенности солевого, микрокомпонентного, газового состава подземных вод. В них также детально исследованы гидрогеологические особенности крупнейшего газоконденсатного месторождения региона – Шебелинского, рассматриваются вопросы использования гидрогеологических материалов при проведении поисково-разведочных работ и в процессе разработки газовых месторождений [42–44]. В статьях В. А. Терещенко (1969) обобщены материалы по распределению водорастворенных газов в Днепровско-Донецко-Припятском прогибе [133; 134].

В 60-е гг. выходят работы Е. С. Гавриленко, посвященные гидрохимическим показателям нефтеносности, в том числе и ДДВ. В ее работах развиваются представления о глубинном ювенильном происхождении вод нефтегазоносных горизонтов ДДВ [20].

В работах Л. К. Гуцало и В. А. Кривошеи рассматриваются возможности использования различных компонентов состава подземных вод в качестве нефтегазописковых показателей в условиях ДДВ. Анализируется изотопный состав подземных вод [28; 29].

Работы И. П. Коросташовца посвящены вопросам гидродинамики ДДВ, гидрохимическим и палеогидрогеологическим особенностям девонских отложений. Ю. С. Кормилец рассматривает связь гидрогеохимической и литологической зональности в нефтегазоносных горизонтах ДДВ.

В 1973 г. опубликована монография Л. П. Швая «Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью» [162]. В ней анализируется в основном солевой состав вод нефтегазоносных горизонтов ДДВ, их гидродинамика. Автор приходит к выводу об инфильтрационной природе этих вод, а их движение, по его мнению, принципиально не отличается от движения вод в верхних горизонтах. Впоследствии Л. П. Швай (1989) оставляет эти выводы для горизонтов, залегающих на глубинах

менее 3600 м, а для более глубоких горизонтов признает глубинное ювенильное происхождение вод с преимущественно восходящим их движением.

В монографии К. Н. Варавы, И. Ф. Вовка, Г. Н. Негоды «Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна» [10], кроме формирования пресных вод верхнего гидрогеологического этажа, И. Ф. Вовком рассмотрено также формирование рассолов нижнего гидрогеологического этажа с позиций их седиментационного происхождения. Проанализированы также условия накопления в рассолах малых элементов [10]. Закономерности распространения малых элементов в рассолах ДДВ, в том числе йода и брома, рассматриваются также в работах М. П. Елисейевой (1959, 1967), И. Ф. Вовка, Т. С. Николаенко (1976), В. Г. Трачука (1970).

В 70–80 гг. увеличиваются глубины поисково-разведочных скважин на нефть и газ, что позволило открыть новые месторождения на глубинах 4,5–6,0 км и получить сведения о составе и условиях залегания подземных вод на ранее неизученных глубинах. Полученные гидрогеологические и термобарические материалы анализируются в работах В. А. Терещенко, В. В. Колодия, Б. И. Нудыка, В. А. Кривошеи и других исследователей.

В работах В. А. Терещенко этого периода впервые были описаны проявления аномально высоких пластовых давлений в газоносных и водоносных горизонтах карбона и выявлены основные закономерности их распространения [137]. Исследованы особенности химического и газового состава вод глубоких высокотемпературных горизонтов и показано участие в их формировании дегидратационных вод, которые разбавляют седиментогенные рассолы [142].

В работах В. В. Колодия развиваются представления о конденсационном и солюционном происхождении вод пониженной минерализации ДДВ и других регионов, выносимых в растворенном состоянии газом и нефтью с больших глубин. С этих позиций рассматриваются вопросы о роли подземных вод в процессах миграции и аккумуляции нефти [63; 66; 67].

В 1990-е и 2000-е гг. поисково-разведочное бурение на нефть и газ в ДДВ было сориентировано на поиск залежей на больших глубинах, а также на сравнительно небольших глубинах в пределах северо-восточного борта ДДВ. К сожалению, объемы поисково-разведочного бурения в этот период резко сократились. Соответственно сократился и объем получаемой гидрогеологи-

ческой информации. Однако, несмотря на малый объем, эти данные являются уникальными, поскольку относятся в основном к большим глубинам.

В этот период продолжается осмысление накопленной ранее гидрогеологической информации с учетом полученных новых данных. В. А. Терещенко (1998) предложена схема формирования рассолов Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, в которой показано наличие в регионе седиментогенных рассолов производных бассейнов различной солености. Впервые указано на развитие процессов вторичного осолонения седиментогенных и дегидратационных вод. Разработана гидродинамическая модель бассейна, в которой показано место и роль различных типов геогидродинамических систем (2001). С учетом новых данных исследованы закономерности фоновой газонасыщенности подземных вод ДДВ и различные типы ореолов вокруг залежей. Показана связь газонасыщенности подземных вод с размещением залежей газа и нефти [151].

В. А. Кривошея, А. В. Кузниченко, В. Н. Лебедев проанализировали закономерности распределения ряда микроэлементов в подземных водах нефтегазовых месторождений ДДВ (1998).

Вопросы гидрогеологии глубоких нефтегазоносных горизонтов ДДВ затрагиваются в ряде работ А. Е. Лукина [90; 92]. Он считает, что на глубинах более 5 км развиты слабоминерализованные гидрокарбонатные воды, поступающие вместе с углеводородными газами из подкоровых зон. На больших глубинах в авлакогенных бассейнах, по мнению А. Е. Лукина, получает развитие третий гидрогеологический этаж, где распространены слабоминерализованные глубинные воды.

В работах И. И. Зиненко и А. П. Зарицкого предложена схема вертикальной гидрогеологической зональности ДДВ, согласно которой в «термодегидратационном ярусе второго гидрогеологического этажа» существуют протяженные многокилометровые субвертикальные газовые скопления, в которых по законам гидростатики осуществляется передача пластовых давлений от поверхности кристаллического фундамента в вышележащие горизонты [39; 47].

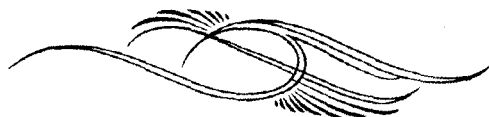
Работы В. Г. Суярко посвящены главным образом гидрогеологии Донбасса. Однако они касаются и прилегающих районов ДДВ. Большую роль он придает глубинным разломам, по кото-

рым происходит миграция с больших глубин минерализованных вод и углеводородных газов [130].

В. В. Самойловым проанализированы гидрогеологические условия эксплуатации подземных газохранилищ, функционирующих в различных частях ДДВ как в выработанных газовых залежах, так и в водоносных горизонтах.

Гидрогеологические особенности отдельных газовых месторождений и отдельных частей ДДВ рассматриваются в работах Н. М. Балучинской, Н. П. Макеевой, Б. И. Маевского, В. А. Гальченко, Д. К. Немца и других исследователей. В работах ряда исследователей рассматриваются вопросы прогноза режимов разработки газовых залежей на основании гидрогеологических материалов, а также осуществления гидрогеологического контроля за разработкой газовых залежей ДДВ (А. С. Тердовидов, А. Л. Козлов, В. А. Терещенко, Е. Д. Белых, Н. Е. Чупис, И. И. Зиненко, А. П. Зарицкий, В. В. Самойлов и другие).

РАЗДЕЛ 2



ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА

В тектоническом отношении регион представляет собой составной элемент сложной рифтовой системы, получившей название Сарматско-Туранского линеамента и протягивающейся от Тянь-Шаня до Припятского прогиба. Северо-западная часть этой системы на территории Украины и Белоруссии (Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб) представлена среднепалеозойским внутриплатформенным рифтогеном (авлакогеном) и наложенными на него верхнепалеозойской надрифтовой впадиной и мезокайнозойской платформенной синеклизой (собственно ДДВ).

Эта система прогибов отделяет Украинский щит на юго-западе от Белорусско-Литовской и Воронежской антеклиз на севере и северо-востоке. Образование глубинных разломов и заложение Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена в теле Сарматского щита на юго-западе Восточно-Европейской платформы произошло в живетском веке среднего девона и связано с образованием и развитием мантийного диапира. Анализ материалов глубинного сейсмического зондирования позволил В. Б. Соллогубу, М. А. Бородулину и А. В. Чекунову выделить в основании

среднепалеозойского рифта рифейский (додевонский) палеорифт, развивавшийся в юго-восточной части прогиба [121; 122].

Юго-восточная часть прогиба в герцинскую эпоху претерпела складкообразование и инверсию геотектонического режима, в результате чего образовались Донецкое складчатое сооружение и Кряж Карпинского. Северо-западная часть прогиба, к которой и приурочена Днепровско-Припятская нефтегазоносная провинция, продолжала медленно погружаться и в мезокайнозой.

Краевые глубинные разломы, отделяющие Припятско-Днепровско-Донецкий рифтоген от бортовых частей, имеют северо-западное простирание и извилистую форму, образуя ряд мысообразных выступов и заливов в теле бортов. Они представляют систему ступенчатых сбросов с амплитудой от 0,5—1,0 до 4—5 км. В пределах северо-восточного и юго-западного бортов архейско-нижнепротерозойский фундамент прогиба в общем моноклинально погружается в направлении осевой части под углами 1—5°. Глубина залегания фундамента и соответственно толщина осадочного чехла изменяется от 1 до 3—4 км на южном борту и от 1 до 4—5,5 км на северном. Северный борт несколько шире и более пологий по сравнению с южным.

В пределах рифтогена фундамент имеет довольно расчлененный рельеф, образуя ряд продольных и поперечных выступов и впадин. Глубина залегания кристаллического фундамента и толщина осадочного чехла в общем неравномерно увеличивается с северо-запада на юго-восток, составляя в Припятском грабене от 1—2 до 5,5 км, в северо-западной части Приднепровского грабена изменяется от 1,5—2 до 4—6 км, в средней части от 4—6 до 8—10 км, а в юго-восточной части от 6—8 до 12—18 км [53].

Архейско-нижнепротерозойский фундамент представлен сильно дислоцированными метаморфическими и магматическими породами-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранитами, основными и ультраосновными породами.

Осадочный чехол сложен всеми системами фанерозоя, начиная с девонской и до антропогеновой включительно.

Девонская система представлена средним и верхним отделами и образует мощный комплекс отложений общей толщиной от 0,5 до 7,5 км разнообразного формационного и литолого-фациального состава со сложными замещениями. Наиболее широко распространены аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменная соль, пирокласты,

эффузивы. В фаціальном отношении девон представляет сложное переплетение морских, лагунных, дельтовых, континентальных, вулканогенных образований. В нижнем фамене имеются черносланцевые формации, обогащенные органическим веществом.

В разрезе верхнего девона в регионе присутствуют две эвапоритовые соленосные формации: нижняя франская (евлановско-ливенская) и верхняя фаменская (данково-лебединская). В составе эвапоритов, кроме каменной соли, имеются также калийные соли.

Каменноугольная система представлена нижним, средним и верхним отделами, общая толщина которой составляет от 1—2 до 3—5 км и достигает 8—12 км в юго-восточной части региона.

В турне-нижнем визе с северо-запада на юго-восток происходит смена терригенной угленосно-бокситоносной формации на терригенно-карбонатную, содержащую рифогенно-карбонатные образования, и далее на кремнисто-карбонатно-терригенную глубокоководную (черносланцевую) формацию [89; 90].

Большая часть карбона представлена верхневизейско-серпуховской и средне-верхнекаменноугольной полифаціально-циклическими формациями, расчлененными нижнебашкирской терригенно-карбонатной морской формацией. Эта часть разреза слагается многократным ритмичным чередованием разнофаціальных образований: глинистых пород, алевролитов, песчаников и сравнительно маломощных карбонатных пород и каменных углей.

Наибольшей угленосностью характеризуется серпуховский ярус на юго-востоке южного борта, средний карбон и низы верхнего карбона на юго-востоке бассейна. В ДДВ выявлено более 200 пластов каменного угля и более 120 пластов известняков толщиной 0,5—3 м. Пестроцветные континентальные песчано-глинистые образования на северо-западе появляются уже в нижнем карбоне, в средней части в московском ярусе, а на юго-востоке пестроцветы и красноцветы получают развитие в верхах верхнего карбона, где они образуют красноцветную формацию араукаритовой и картамышской свит.

Пермская система представлена нижним отделом в составе ассельского и низов сакмарского ярусов. Нижняя часть разреза сложена красноцветной терригенной формацией (картамышская свита) толщиной до 500 м и более. Верхняя часть (никитовская, славянская, краматорская свиты) образует эвапоритовую

соленосную формацию, представляющую переслаивание глин, известняков, доломитов, ангидритов и каменной соли. Каменная соль преобладает в славянской и краматорской свитах, а в верхах последней отмечаются также пласты бишофита и прослойки сильвинита. Общая толщина эвапоритовой формации на юго-востоке достигает 1,5–2 км.

Триасовая система сложена континентальными красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми образованиями дроновской, серебрянской и протопивской свит. В серебрянской свите присутствуют также озерные известняки. Толщина триаса 600–900 м.

Нижний отдел юрской системы развит только на юго-востоке региона, а средний и верхний повсеместно. В разрезе преобладают континентальные и морские песчано-глинистые образования. В келловее и вехней юре существенную роль играют известняки. Верхнебатский подъярус сложен туфогенными песчаниками. В верхней части юры (титон) развиты пестроцветы. Толщина юрской системы 300–800 м.

Нижний отдел меловой системы сложен континентальными песчано-глинистыми отложениями. Сенманский ярус верхнего мела сложен морскими кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, а остальная часть верхнего мела (турон-сенон) образует мергельно-меловую толщу. Толщина меловой системы 200–750 м.

Палеогеновая система в регионе представлена песчано-глинистыми образованиями и мергелями (киевский региоярус) палеоцена, эоцена и олигоцена. Толщина палеогена 100–200 м, а в некоторых компенсационных мульдах до 600–700 м.

Неогеновая система сложена морскими песками миоцена (новопетровский региоярус) и континентальными песчано-глинистыми образованиями плиоцена. Толщина 20–50 м.

В составе четвертичной системы выделяются ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, делювиальные и эоловые образования. Мощность отложений 30–40 м.

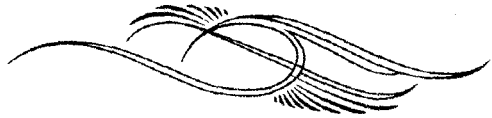
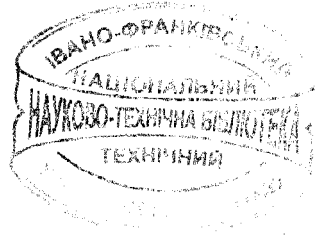
На различных тектонических схемах ДДВ выделяется ряд продольных и поперечных структурных зон. Так, выделяются продольные зоны северного и южного бортов, северная и южная прибортовые зоны, центральная приосевая зона.

В осадочном чехле Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена выделяется несколько структурных комплексов и струк-

турных этажей, отражающих основные этапы развития региона. Осадочные отложения образуют разнообразные пликативные и дизъюнктивные структурные формы: брахиантиклинальные поднятия, структурные носы и террасы, тектонические блоки и прочее. Многочисленные разрывные нарушения имеют различное время заложения и развития. Большинство разрывных тектонических нарушений затухает в палеозое, однако многие из них проникают в мезозой и кайнозой. Образование и развитие дизъюнктивных нарушений связано с подвижками блоков фундамента и перемещением масс каменной соли.

Своеобразие структуре региона придает солянокупольная тектоника, связанная с нижней евлановско-ливенской солью девона. Соляные купола имеют различную форму, различный стратиграфический уровень прорыва соляных масс: предкаменноугольный, предтриасовый, предпалеогеновый и предчетвертичный. Криптодиапировые ядра залегают на глубинах 4—5 км и более. Над ними образуется сложная система разрывных нарушений. Соляные купола с предтриасовым уровнем прорыва образуют своеобразные соляные подушки с козырьками и смещением девонской и нижнепермской солей. Некоторые соляные купола (Исачковский, Роменский) прорывают весь осадочный чехол и даже выражены в рельефе. Всего в регионе известно более 50 соляных куполов.

Дизъюнктивные нарушения и соляные купола обуславливают периодическое возникновение гидродинамической связи между различными флюидоносными горизонтами и комплексами.



РАЗДЕЛ 3

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ВОДОНОСНОСТЬ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рассматриваемый регион представляет основную часть Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции — Днепровско-Донецкую нефтегазоносную область. В гидрогеологическом отношении регион относится к Днепровско-Донецкому артезианскому бассейну.

Днепровско-Донецкая нефтегазоносная область характеризуется очень широким стратиграфическим и гипсометрическим диапазоном промышленной нефтегазоносности. Стратиграфический диапазон нефтегазоносности охватывает все системы от юры до девона и докембрийский кристаллический фундамент. Гипсометрически самые неглубокие залежи газа выявлены на глубинах 440 — 450 м (Спиваковское, Ольховское месторождения). Самая глубокая залежь нефти выявлена в турнейском ярусе на Суховском месторождении — 5050 м, а наиболее глубокие залежи газа установлены в нижневизейском подъярусе Перевозовского месторождения (интервал 6220 — 6300 м) и серпуховского яруса Восточно-Полтавского месторождения (интервал 6274 — 6750 м).

В данном разделе излагаются систематизированные данные по строению, нефтегазоносности и гидрогеологическим особенностям всех флюидоносных комплексов, начиная с юрского. Описание дается сверху вниз, как это обычно принято в гидрогеологии. Основное внимание уделено комплексам, содержащим основные запасы нефти и газа, а также глубинам 3—5 км и более, гидрогеологические условия которых до настоящего времени не были систематизированы.

Верхнеюрский комплекс. Имеет в регионе практически повсеместное распространение за исключением Старобельско-Миллеровской моноклинали и приподнятой части юго-западного склона ДДВ к юго-востоку от г. Кременчуг. На дневную поверхность и под кайнозойские отложения комплекс выходит по периферии Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин и в районе Каневских дислокаций. На остальной территории глубина залегания кровли комплекса изменяется от 40—200 до 1000—1200 м. Толщина его в погруженной части достигает 150—300 м. Комплекс перекрывается глинами нижнего мела, а подстилается глинами келловоя.

Значительную роль в строении комплекса играют глины и мергели, особенно в центральной погруженной части впадины. Здесь комплекс обычно рассматривают как региональный водопор, отделяющий верхний гидрогеологический этаж от нижнего. Однако в составе верхней юры существенную роль все же играют водоносные песчаники и известняки толщиной от 5—10 до 20—40 м, доля которых возрастает на юго-востоке и в краевых частях впадины. Песчаники развиты в титонском и кимериджском ярусах, а в низах последнего и в оксфорде водоносными являются трещиноватые и кавернозные известняки, на юго-востоке часто рифогенные и оолитовые.

Пресные воды в верхней юре развиты на северо-западе, на крыльях бассейна и на юго-востоке. Здесь они используются для водоснабжения. Так, в районе г. Киев весьма водообильными являются гезовые песчаники с пропластками известняков оксфорда, где они эксплуатируются совместно с песчаниками верхнего и нижнего мела и келловоя (сеноман-келловейский водоносный горизонт, залегающий на глубинах 78—160 м). Дебиты скважин составляют 950—3370 м³/сут. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. В г. Харьков, а также в г. Чугуев, г. Змиев пресные (0,6—0,7 г/дм³) хлоридно-гидрокарбонатные натрие-

вые воды получены из песчаников титона и кимериджа с глубин 700 — 800 м. Дебиты скважин 140 — 205 м³/сут. В районе г. Лозовая и г. Близицы пресные воды получены из известняков оксфорда с глубин 40 — 180 м, дебиты скважин 86 — 550 м³/сут.

В центральной погруженной части ДДВ из горизонтов верхней юры с глубин от 250 — 500 до 1000 — 1200 м получены притоки соленых вод с минерализацией от 3 — 5 до 10 — 13 г/дм³ хлоридного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. По классификации В. А. Сулина, эти воды чаще всего относятся к гидрокарбонатнатриевому типу, но иногда к другим типам — хлормagneиевому, хлоркальциевому, сульфатнатриевому. Дебиты скважин колеблются в широких пределах от 2 — 10 до 170 — 670 м³/сут. В долинах рек скважины переливают. На водоразделах статические уровни устанавливаются на глубинах 30 — 70 м. В этой части региона верхнеюрский комплекс представляет переходную зону от верхнего гидрогеологического этажа к нижнему.

Соленые воды верхней юры являются минеральными лечебными, относящимися к типу без специфических компонентов. В верхней юре разведаны месторождения таких минеральных вод — Власовское, Орджоникидзевское, Харьковское — 3 (санаторий-профилакторий «Полет»).

Промышленных залежей углеводородов в верхнеюрском комплексе не выявлено. Только на Руновщинской площади в песчаниках кимериджа на глубине около 450 м в одной из скважин вскрыто небольшое локальное скопление газа.

Оксфордский водоносный горизонт используется как наблюдательный для контроля за герметичностью крыши при эксплуатации Олишевского, Червонопартизанского и Кегичевского подземных газохранилищ.

Водорастворенные газы оксфордского водоносного горизонта до создания подземного хранилища газа изучались на Червоно-Партизанской и Олишевской структурах. Здесь водорастворенный газ имеет азотный состав (68,8 — 79,7 % азота), метана 0,86 — 5,3 %. Отмечено повышенное содержание водорода (3,8 — 16,4 %) и углекислого газа (8,2 — 12,2 %). Содержание углекислого газа, вероятно, завышено, так как применялась термодегазация проб. Концентрация газа в воде 25 — 29 см³/дм³.

Среднеюрский флюидоносный комплекс распространен практически повсеместно, отсутствуя лишь в районе Старобель-

ско-Миллеровской моноклинали и приподнятой части юго-западного склона ДДВ к юго-востоку от района г. Кременчуг. Как и верхнеюрский комплекс, он выходит на дневную поверхность в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах.

Комплекс приурочен к преимущественно песчано-глинистым породам келловей, бата и байоса, а на юго-востоке также аалена и тоара. Поэтому на юго-востоке комплекс является средне-нижнеюрским. В кровле комплекса залегают глины келловей толщиной 40—50 м, а подстилается он глинами триаса. Водоносные горизонты песчаников средней юры развиты в низах келловей, средней части бата и в байосе (орельская свита). Толщины их от 5—10 до 20—30 м, а байосский водоносный горизонт имеет толщину до 40—60 и даже до 100 м. Они разделены глинами толщиной от 20—30 до 60—100 м. Общая толщина комплекса достигает в погруженной части 150—250 м.

Среднеюрский комплекс, как и верхнеюрский, залегает на небольшой глубине в пределах верхнего гидрогеологического этажа на бортах впадины и в юго-восточной ее части. Здесь он содержит пресные инфильтрогенные воды и широко используется для водоснабжения. Так, байосский водоносный горизонт вскрыт многочисленными скважинами в г. Киев и его окрестностях на глубинах 175—320 м. Крупнозернистые гравелистые и среднезернистые пески обеспечивают здесь дебиты скважин 130—320 м³/сут и более. Первоначально скважины в долине Днепра самоизливали. Однако длительная эксплуатация горизонта и доведение суммарного водоотбора до 130 тыс. м³/сут привели к образованию крупной депрессионной воронки со снижением уровней в ее центре до 100—120 м. Воды имеют минерализацию 0,4—0,7 г/дм³, гидрокарбонатный кальциевый и магниевый состав.

Пресные или слабоминерализованные воды с минерализацией 0,5—1,5 г/дм³ вскрыты в песчаниках нижней юры на юго-востоке Харьковской области (ст. Барвенково, Языково).

С погружением на глубины 450—850 м среднеюрский комплекс оказывается в переходной зоне от верхнего гидрогеологического этажа к нижнему. Здесь в нем широкой полосой развиты соленые воды с минерализацией 3—15 г/дм³ хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава гидрокарбонатно-натриевого типа по В. А. Сулину. Дебиты скважин от 60 до 660 м³/сут. Статические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 10—40 м от устья, иногда скважины переливают. Эти воды

иногда используются как минеральные без специфических компонентов (Менское и другие месторождения).

В этой зоне в байосском водоносном горизонте на глубинах 450—550 м на Олишевской и Червоно-Партизанской структурах созданы и успешно эксплуатируются уже более 40 лет подземные хранилища газа.

При дальнейшем погружении среднеюрский комплекс оканчивается уже в нижнем гидрогеологическом этаже. Здесь в нем развиты хлоридные натриевые сильносоленые или рассольные воды хлоркальциевого типа по классификации В. А. Сулина. Минерализация их изменяется от 10—40 г/дм³ на глубинах 350—650 м на Шебелинском месторождении до 50—70 г/дм³ на глубинах 850—1400 м на Солоховском и Рыбальском месторождениях и до 80—105 г/дм³ на глубинах 1545—1560 м на Бельском месторождении. Содержание брома в рассолах составляет 60—88 мг/дм³, йода до 5—10 мг/дм³. Дебиты скважин до 260—370 м³/сут. Статические уровни устанавливаются на глубинах 50—120 м. На Шебелинском месторождении в скважине 80 отмечен самоизлив воды плотностью 1006—1016 кг/м³ из келловейских и батских песчаников с дебитами 66 и 16 м³/сут. Эти воды являются минеральными бромными и йодо-бромными (Миргородское месторождение).

В данной зоне в среднеюрском комплексе в байосском горизонте (горизонт Ю-1) разведаны стратиграфически самые верхние в регионе залежи газа на Солоховском, Рыбальском и Бельском месторождениях на глубинах от 850 м (Солоховское месторождение) до 1350—1550 м (Рыбальское месторождение). Залежи выработаны, и в выработанной залежи Солоховского месторождения создано подземное газохранилище.

На Руновщинской площади из келловей-батского горизонта был получен приток углеводородного газа.

Триасовый флюидоносный комплекс распространен практически повсеместно и выклинивается только на приподнятых частях склонов ДДВ. В центральной приосевой зоне, где комплекс имеет наиболее полный разрез, в верхней его части залегает преимущественно глинистая толща протопивской свиты верхнего триаса. В ней имеются отдельные невыдержанные по площади песчаные водоносные горизонты толщиной от 2—5 до 10—20 м. Общая мощность протопивской свиты от 30—50 до 100—120 м.

Эта толща отделяет основную часть триасового комплекса от вышележащего среднеюрского.

В средней части триасового комплекса преобладают песчаники и озерные известняки серебрянской свиты среднего триаса. Эта часть разреза образует мощную достаточно выдержанную водоносную толщу с хорошими коллекторскими свойствами песчаных пород. Общая толща пачки достигает 150—200 м, мощность отдельных песчаных тел 40—60 м и более. Пористость песчаников составляет до 20—25 %. Ряд водоносных горизонтов, приуроченных к песчаникам, имеется и в разрезе дроновской свиты нижнего триаса. В триасе выделены региональные горизонты И-1-4.

В средней и северо-западной частях ДДВ в нижней части триаса выделяется флюидоупорная толща, сложенная глинами пересажской свиты. Толщина ее 70—100 м.

Общая толщина триасового комплекса в погруженной части впадины достигает 400—550 м. В краевых частях ДДВ она сокращается до десятков метров, и указанные выше части комплекса здесь не всегда прослеживаются.

В последние годы геологи-нефтяники объединяют триасовый и среднеюрский комплексы в один мезозойский нефтегазоносный комплекс. Однако, поскольку гидрогеологические условия этих комплексов существенно различаются, мы рассматриваем их раздельно.

Притоки воды в скважинах, полученные при опробовании водоносных горизонтов триаса, колеблются в широких пределах. Обычно они составляют от 30—50 до 100—300 м³/сут при небольших понижениях уровня. Во многих случаях получены более значительные притоки, достигающие 500—1300 м³/сут и более. В разрезе комплекса, особенно в серебрянской и дроновской свитах, имеются выдержанные водообильные горизонты песчаников.

Статические уровни обычно устанавливаются на глубинах от 25—50 до 100—150 м в зависимости от плотности подземных вод и рельефа местности. В ряде случаев в краевых частях бассейна в долинах рек скважины переливают. Так, в г. Харьков (Журавлевка) в долине р. Харьков при опробовании песчаников триаса на глубине 1023—1039 м скважина переливала водой плотностью 1018 кг/м³ с дебитом около 600 м³/сут.

Пресные воды в триасе известны в краевых частях бассейна. В районе г. Киева триас залегает на глубинах 200—300 м непосредственно на кристаллическом фундаменте и перекрывается

песками байоса, образуя с ними единый водоносный комплекс. Минерализация воды около $0,4 \text{ г/дм}^3$, состав гидрокарбонатный, смешанный по катионам. На северо-западных окраинах Донбасса, в песках триаса, часто гравелистых, развиты воды с минерализацией от $0,6$ до $1,9 \text{ г/дм}^3$, их состав сульфатно-гидрокарбонатный, кальциево-натриевый и натриево-кальциевый. В Лозовском, Барвенковском, Близнюковском районах Харьковской области они используются для водоснабжения групповыми и одиночными водозаборами.

Соленые воды с минерализацией от 2 — 4 до 11 г/дм^3 гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава гидрокарбонатнонатриевого типа по классификации В. А. Сулина встречаются в северо-западной части ДДВ (Черниговская опорная, Велико-Загоровская, Ичнянская площади) и на северо-восточном склоне (Краснополье), где они развиты на глубинах 500 — 800 м .

В погруженной части северо-восточного склона в районе г. Харьков при залегании на глубинах 1000 — 1400 м триас содержит воды хлоридного натриевого состава хлоркальциевого типа по В. А. Сулину с минерализацией 17 — 65 г/дм^3 и содержанием брома 27 — 139 мг/дм^3 . В пределах юго-западного склона воды примерно такого же состава и степени минерализации развиты на гораздо меньших глубинах от 125 до 600 м .

На северных окраинах Донбасса, где триасовый комплекс развит узкой полосой на глубинах 240 — 720 м , в нем распространены хлоридные натриевые соленые воды хлоркальциевого типа с минерализацией от 7 — 10 до 20 — 39 г/дм^3 . Содержание брома 34 — 38 мг/дм^3 . В разрезе триаса Красно-Поповского поднятия, где была выявлена газовая залежь в серебрянской свите, минерализация вод возрастает от 7 — 18 г/дм^3 в протопивской свите на глубине 240 — 350 м до 34 — 39 г/дм^3 в серебрянской свите на глубине 450 — 580 м . Содержание хлористого кальция в водах здесь достигает 20 — 24% экв, и они становятся хлоридными кальциево-натриевыми по составу. Содержание брома достигает 59 — 69 мг/дм^3 .

В Святогорске на глубине 23 — 74 м встречаются ультрапресные воды ($0,2$ — $0,3 \text{ г/дм}^3$) гидрокарбонатно-сульфатного железистомагниево-кальциевого состава. На глубинах 100 — 300 м развиты уже соленые воды ($2,2$ — $7,5 \text{ г/дм}^3$) хлоридного кальциево-натриевого состава, а на глубинах 500 — 600 м минерализация их достигает 23 — 61 г/дм^3 . Здесь в разрезе триаса прослеживается переход от верхнего гидрогеологического этажа к нижнему.

В пределах рифтовой части прогиба к юго-востоку от Ичнянской группы структур в триасовом комплексе повсеместно развиты хлоридные натриевые, иногда хлоридные кальциево-натриевые рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией от 35–70 до 100–160 г/дм³. Наиболее высокая минерализация (130–160 г/дм³) отмечена на Бельской, Колонтаевской, Коломакской и Машевской структурах. Содержание брома обычно колеблется в пределах 50–120 мг/дм³, а в скважине 5 Машевской площади достигает 180–240 мг/дм³. Содержание сульфатов в рассолах триаса обычно повышено (до 800–1000 мг/дм³), но резко снижается в приконтурных водах нефтяных и газовых залежей. В разрезе триаса повсеместно прослеживается увеличение минерализации вод с глубиной от горизонтов протопивской свиты к горизонтам дроновской свиты. Так, на Шебелинском месторождении она возрастает от 30,7 мг/дм³ на глубине 520 м до 80–85 мг/дм³ и более на глубинах 850–950 м. При этом содержание брома остается неизменным в пределах 35–75 мг/дм³.

Небольшие залежи газа и нефти в триасовом комплексе были выявлены на Бельском, Качановском, Рыбальском, Радченковском, Сагайдакском и Красно-Поповском месторождениях. Считается, что эти залежи являются мигрантами из отложений карбона. Незначительное скопление газа в триасе было установлено также на Шебелинском месторождении. Одни исследователи считают его естественной залежью, образовавшейся в результате восходящей миграции газа из палеозойской залежи, а другие полагают, что это техногенная залежь, появившаяся в результате длительного аварийного фонтанирования первых скважин, что привело к загазированию всего разреза месторождения.

Залежи углеводородов в триасе давно выработаны. В выработанной залежи серебрянской свиты на глубине 450–550 м на Красно-Поповском месторождении создано подземное газохранилище. Контрольным служит водоносный горизонт протопивской свиты на глубине 240–350 м.

Водоносные горизонты песчаников в средней части триаса используются для возврата в недра попутных промысловых вод на ряде газовых и нефтяных промыслов, эксплуатирующих залежи в палеозое. Приемистость скважин на Глинско-Розбышевском и Качановском месторождениях составляет 500–1000 м³/сут при репрессиях 0,2–8 МПа.

В пределах северо-восточного и юго-западного склонов ДДВ в триасе разведаны месторождения минеральных лечебных вод, относящиеся к типам без специфических компонентов и бромных (Драбовское, Демидовское, Лесное, Харьковское и др.). В Святогорске используется железистая минеральная вода из триаса.

Нижнепермский флюидоупор распространен только в рифтовой части прогиба и отсутствует на бортах. Он отсутствует также в юго-восточной части южной прибортовой зоны. Флюидоупор сложен эвапоритовой соленосной формацией ассельского и низов сакмарского ярусов нижней перми (бахмутская серия, включающая никитовскую, славянскую и краматорскую свиты). Формация представлена ритмическим переслаиванием глин, песчано-алевритовых пород, известняков, доломитов, ангидритов и каменной соли, а в верхних ритмах краматорской свиты присутствуют также пласты бишофита толщиной до 10 – 30 м и проявления калийных солей. Всего выделяется около 10 ритмов. Солевые разрезы развиты в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах, в юго-восточной части ДДВ (Орчикская депрессия), в Сребненской и Вертиевской депрессиях и в наиболее погруженной части Припятского прогиба. Терригенные, карбонатные и сульфатные породы распространены несколько шире, но и они практически не выходят за пределы рифтовой части прогиба.

Максимальная толщина нижнепермской соленосной формации в Орчикской депрессии достигает 1,0 – 1,5 км и более. Толщина отдельных пластов каменной соли достигает 80 – 130 м. В славянской и краматорской свитах соль преобладает, составляя до 70 % разреза и более.

Абсолютно преобладающая часть нижнепермской хомогенной толщи слагается непроницаемыми породами – каменной солью, сульфатными породами, глинами и представляет собой региональную флюидоупорную толщу с высокими экранирующими свойствами. Она является идеальной крышкой для залежей углеводородов в нижележащем комплексе, в том числе для газовых залежей большой высоты с высокими избыточными пластовыми давлениями (Шебелинское, Западно-Крестищенское и др.). Нижнепермский региональный флюидоупор запечатывает палеозойскую часть разреза ДДВ в ее грабенообразной части.

В прибортовых зонах центра и северо-запада региона, где эвапоритовая формация представлена бессолевыми разрезами,

роль флюидоупора, разделяющего палеозойскую и мезозойскую части разреза, выполняет глинистая толща пересажской свиты триаса толщиной до 100—150 м. Она служит непосредственной покрывкой для нефтяных залежей Леляковского, Гнедищевского, Глинско-Розышевского месторождений.

Карбонатные породы хемогенной толщи на отдельных локальных участках обладают коллекторскими свойствами благодаря наличию рифогенных построек, развитию трещиноватости и кавернозности известняков и доломитов. Здесь образуются спорадически развитые изолированные природные резервуары, к которым приурочены литологически ограниченные залежи газа и скопления рассолов (продуктивные горизонты А-1—А-4). Продуктивный горизонт А-2 (карбонатный горизонт S_3 брянцевской ритмопачки) содержит залежи газа на Машевском, Чутовском, Копыловском месторождениях. Продуктивный горизонт А-3 (карбонатный горизонт S_2 подбрянцевской ритмопачки) газоносен на Медведовском, Мелиховском, Кегичевском месторождениях.

Толщина карбонатных горизонтов составляет от 5—10 до 20—30 м. Коллекторские свойства их крайне изменчивы. Так, на Кегичевском месторождении в пределах залежи средняя пористость составляет 15,6 %, проницаемость достигает $82,9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Однако за пределами залежи коллекторские свойства пород резко ухудшаются, и они перестают быть коллекторами.

Пластовые давления в литологически ограниченных залежах в хемогенной толще нижней перми сверхгидростатические. Однако коэффициенты аномальности колеблются в очень широких пределах. На Машевском, Чутовском, Ново-Украинском месторождениях коэффициенты аномальности составляют 1,17—1,19, т. е. давления лишь слабо повышены. На Кегичевском, Мелиховском, Медведовском, Западно-Староверовском месторождениях коэффициенты аномальности достигают значений 1,62—1,89 и даже 2,04 в скважине 11 Медведовского месторождения.

В выработанной газовой залежи горизонта А-3 на Кегичевском месторождении создано и успешно эксплуатируется подземное газохранилище.

Небольшие притоки рассолов из внутрисолевых карбонатных горизонтов получены на Шебелинском, Кегичевском, Мелиховском, Распашновском, Медведовском, Крестищенском и других месторождениях. Притоки рассола из законтурной части горизонта А-3 в скважине 26 Кегичевского месторождения составили

всего лишь $0,4 \text{ м}^3/\text{сут}$ при среднединамическом уровне 1579 м. Более значительные, но все же небольшие притоки получены на Шебелинском месторождении, из горизонта А-3 (верхнеангидритовый горизонт) в скважине 77 и 80 и горизонта А-4 (среднеангидритовый горизонт) в скважине 63. В скважине 63 при опробовании горизонта А-4 в интервале 1424 — 1494 м приток составил $29 \text{ м}^3/\text{сут}$ при среднединамическом уровне 1073 м. В то же время приток из этого же горизонта в скважине 38 (интервал 1920 — 1963 м) составил всего лишь $0,06 \text{ м}^3/\text{сут}$ при среднединамическом уровне 1337,5 м. Ввиду столь ничтожного притока уровень не достиг статического положения даже через 2 года после освоения скважины и продолжал очень медленно расти.

В скважине 63 Медведовского месторождения при опробовании интервала 2618 — 2920 м получен самоизлив рассола с дебитом $12 \text{ м}^3/\text{сут}$. Пластовое давление на глубине 2695 м составило 45,0 МПа. Коэффициент аномальности 1,702. Приток получен из горизонта А-2 (известняк S_2), залегающего в интервале 2758 — 2763 м, 2773 — 2784 м. На Западно-Крестиченском месторождении в скважине 44 при опробовании горизонта А-4 (торская ритмопачка) в интервале 2430 — 2458 м получен приток рассола, составивший $16 \text{ м}^3/\text{сут}$ при среднединамическом уровне 922 м. Пластовое давление на глубине 2441 м составило 30 МПа. Коэффициент аномальности 1,245.

Рассолы из внутрисолевых горизонтов нижней перми в наиболее погруженной части на глубинах 2100 — 3500 м имеют общую минерализацию 310 — 345 г/дм³. Состав их хлоридный кальциево-натриевый, коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ 0,47 — 0,72, коэффициент

$\frac{rCl - rNa}{rMg}$ 2,7 — 6,4, $\frac{rCa}{rMg}$ 2,2 — 5,5. Сульфатность несколько повы-

шена — содержание сульфатов 280 — 1260 мг/дм³ и только в отдельных пробах на Распашновском месторождении ниже — 90 — 180 мг/дм³. Для внутрисолевых рассолов характерно высокое содержание брома (910 — 1550 мг/дм³, а в скважине 63 Медведовской достигает 2053 мг/дм³). Хлорбромный коэффициент ($\frac{Cl}{Br}$)

100 — 170 (иногда до 230 — 260). Отмечается также высокая концентрация йода (55 — 130 мг/дм³, а в водах скважине 63 Медведовской достигает 170 — 200 мг/дм³, что является одним из макси-

мальных значений, выявленных в ДДВ). Содержание бора составляет 50—270 мг/дм³, а в скважине 44 Мелиховской достигает 362 мг/дм³. Содержание аммония 150—650 мг/дм³.

На Шебелинском месторождении воды верхнеангидритового горизонта (подбрянцевская ритмопачка), залегающего здесь непосредственно вблизи поверхности предтриасового размыва на глубине 1080—1270 м, имеют минерализацию 165—185 г/дм³, содержание брома 320—390 мг/дм³, йода 20—22 мг/дм³, бора 65—100 мг/дм³, аммония 54 мг/дм³. В среднеангидритовом горизонте (торская ритмопачка) на глубинах 1345—1965 м минерализация воды возрастает до 290—320 г/дм³, содержание брома — 360—460 мг/дм³, йода — 13—35 мг/дм³, бора 12,5—60 мг/дм³.

На Спиваковском месторождении вблизи зоны предтриасового размыва верхнеангидритового горизонта хемогенной толщи с глубины 390—470 м получен приток соленой воды, составивший 35 м³/сут. Минерализация воды 23,8 г/дм³ состав хлоридный натриевый ($\frac{rNa}{rCl} = 0,82$), содержание брома — 8 мг/дм³ ($\frac{Cl}{Br} = 1753$).

Однако уже на глубине 832—870 м в среднеангидритовом горизонте минерализация резко возрастает до 290,5 г/дм³, состав хлоридный кальциево-натриевый ($\frac{rNa}{rCl} = 0,74$), содержание брома — 600 мг/дм³, хлорбромный коэффициент — 299.

Водорастворенные газы внутрисолевых рассолов нижней перми не изучались. Можно предполагать, что они имеют такой же состав, как и газы залежей.

В краевых частях Бахмутской котловины, где соленосная формация выходит на дневную поверхность, развиты полосы выщелачивания с проявлением соляного, гипсового и карбонатного карста, распространяющегося до глубин 110—115 м. Из зон выщелачивания поступали мощные притоки воды, составившие 30—70 л/с. Минерализация воды составляет от 3—15 г/дм³ сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава до 300 г/дм³ хлоридного натриевого состава. На глубинах более 120—150 м соленосная тоща здесь практически безводна.

В Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах нижнепермский соленосный флюидоупор отделяет верхний гидрогеологический этаж от нижнего. В ДДВ он располагается в пределах нижнего гидрогеологического этажа, разделяя последний на нижнемезозойскую и палеозойскую части.

Нижнепермско-верхнекаменноугольный флюидоносный комплекс развит в рифтовой части прогиба и лишь иногда в основном верхний карбон выходит на прилежащие части склонов. Комплекс отсутствует на значительной части южной прибортовой зоны.

В формационном отношении комплекс неоднороден. Вверху он включает подсолевую часть нижнепермской эвапоритовой соленосной формации в составе низов святогорской ритмопачки, а в краевых бессолевых разрезах всю сохранившуюся от размыва часть формации. Коллекторами здесь являются кавернозные и трещиноватые известняки и доломиты, в меньшей степени песчаники и алевролиты, образующие продуктивный горизонт А-5. На Шебелинском месторождении коэффициент пористости карбонатных коллекторов этой части разреза (НАГ) составляет 0,6–14,2 %, коэффициент проницаемости — 0,00003–0,0245 мкм², для песчано-алевритовых пород соответственно 3,1–14,1 % и 0,0001–0,027 мкм². На Леляковском месторождении пористость трещинно-порово-кавернозных доломитов рифогенного происхождения достигает 20–27 %, проницаемость до $1,02 \cdot 10^{-12}$ м².

Красноцветная, преимущественно терригенная формация включает картамышскую свиту, состоящую из нижнепермской (мелиховская пачка) и верхнекаменноугольной частей, и верхнюю часть араукаритовой свиты верхнего карбона, а на северо-западе весь верхний карбон. Коллекторами здесь являются песчано-алевритовые пачки пролювиально-делювиального генезиса толщиной от 3–5 до 15–40 м, сгруппированные в продуктивные горизонты А-6-8 и Г-4-9. В мелиховской пачке песчаность достигает 70 %. Песчаники разномзернистые плохой сортировки, полимиктового состава. Открытая пористость обычно 10–16 %, проницаемость достигает $0,3 \cdot 10^{-15}$ м².

Нижняя часть комплекса представлена сероцветной, преимущественно терригенной толщей, включающей низы араукаритовой, авиловскую и исаевскую свиты верхнего карбона, и развита в юго-восточной части региона. Она является частью средневерхнекаменноугольной угленосной паралической формации. Коллекторами здесь также являются песчаники и алевролиты, образующие пласты толщиной от 5–8 до 20–40, иногда до 70–90 м (продуктивные горизонты Г-10-13 и К-1-6). Песчаники полигенетические и аллювиальные. Наряду с кварцевыми и полевошпатовокварцевыми встречаются аркозовые и граувак-

ковые разности. Мощные пласты аллювиальных и прибрежно-морских песчаников особенно широко развиты в средней части авиловской и в нижней части араукаритовой свит. Здесь в основании песчаных пачек часто наблюдаются гравийные прослои. Крупно- и среднезернистые песчаники являются коллекторами I—II классов по классификации А. А. Ханина. Коллекторы III класса представлены мелко- и тонкозернистыми песчаниками, а коллекторы IV—VII классов — тонко- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с карбонатно-глинистым, кварцево-глинисто-карбонатным и регенерационно-кварцевым цементом, они появляются в самых глубоких горизонтах. Зоны распространения коллекторов от I—II до IV—VII классов последовательно сменяются в ДДВ с северо-запада на юго-восток.

Песчаность верхнего карбона на северо-западе региона достигает 60—80 %, на юго-востоке до 20—40 %.

Песчано-алевритовые горизонты разделены глинистыми флюидоупорами локального и реже зонального развития. Толщина глинистых разделов обычно изменяется от 10—30 до 50—70 м. Глинистые породы преобладают в разрезе исаевской свиты выше горизонта К-6.

Степень постседиментационных изменений пород комплекса в северо-западной и центральной частях региона соответствует градации МК₁ и даже ПК₂—ПК₃ в краевых зонах, а в юго-восточной части — градациям МК₁—МК₂. Невысокая степень катагенеза обуславливает широкое развитие первично-поровых коллекторов с высокими показателями коллекторских свойств.

В нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе разведано 45 залежей нефти и газа на 26 месторождениях. В юго-восточной части региона в данном комплексе развиты газоконденсатные залежи. Здесь находятся самые крупные месторождения газа региона — Шебелинское (начальные запасы газа более 723 млрд м³), Западно-Крестищенское (начальные запасы газа более 345 млрд м³), Ефремовское (начальные запасы газа 110 млрд м³). В пределах комплекса сосредоточено 56,6 % разведанных запасов газа региона.

В северо-западной части региона в рассматриваемом комплексе распространены нефтяные залежи, в том числе самые крупные по запасам нефтяные месторождения — Леяковское (начальные запасы нефти 60 млн т) и Гнединцевское (начальные запасы нефти 48 млн т). Здесь сосредоточено 38,7 % разведанных запасов нефти.

Потенциальные ресурсы комплекса разведаны более чем на 90 %. Тем не менее в 2002 г. открыто новое крупное Кобзевское газоконденсатное месторождение, запасы которого оцениваются более чем в 40 млрд м³.

В верхней красноцветной части нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса на многих структурах отдельные горизонты-коллекторы имеют между собой гидравлическую связь, возникающую вследствие развития разрывных нарушений и интенсивной трещиноватости. Здесь образуются массивно-пластовые природные резервуары, к которым приурочены массивно-пластовые залежи газа и нефти с единым для всех горизонтов газоводяным и водонефтяным контактом (Шебелинское, Западно-Крестищенское, Гнединцевское, Леяковское и другие месторождения). Этот тип залежей впервые был выделен Б. С. Воробьевым в 1962 г. на примере Шебелинского месторождения. В апикальных частях массивно-пластовых газовых залежей большой высоты (до 1000—1200 м), таких как Шебелинская и Западно-Крестищенская, вследствие разности плотностей газа и воды возникают большие по величине избыточные пластовые давления с коэффициентом аномальности от 1,40—1,50 до 1,70—1,80. На контактах «газ—вода» и в подошвенных водах пластовые давления соответствуют нормальным гидростатическим с коэффициентом 1,03—1,10.

Залежи приурочены к сквозным брахиантиклинальным поднятиям криптодиapiroвой природы (Шебелинское месторождение) или к погрёбенным межкупольным палеозойским поднятиям (Западно-Крестищенское, Мелиховское и другие месторождения).

Кроме массивно-пластовых сводовых залежей, известны пластовые залежи, экранированные поверхностью соляных штоков (Машевское и другие месторождения), а также небольшие пластовые сводовые водоплавающие залежи в авиловской свите (Кегичевское, Миролубовское месторождения).

Степень водообильности водоносных горизонтов нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса весьма различна в зависимости от изменения коллекторских свойств пород. В северо-западной части ДДВ притоки воды в большинстве случаев составляли 50—150 м³/сут, коэффициенты продуктивности 50—100 м³/сут МПа. На многих структурах (Олишевская, Гнилицкая, Леяковская и другие) отмечены более значительные притоки воды,

достигающие 200–550 м³/сут. Коэффициенты продуктивности здесь составляют 150–400 м³/сут МПа и более. Так, на Олишевской структуре в скважине 1 при опробовании нижнепермского песчаника в интервале 1142–1150 м при откачке желонкой получен приток воды 392 м³/сут, при этом уровень понизить не удалось. На Леляковском месторождении из кавернозно-трещиноватых известняков нижней перми (глубина 1850–1900 м) приток воды составил 530–545 м³/сут, коэффициент продуктивности 130–180 м³/сут МПа. На Погарщинском месторождении коэффициент продуктивности в скважине 26 составил 39,3 м³/сут МПа.

В юго-восточной части ДДВ на глубинах 2,5–3 км притоки воды из песчаников картамышской свиты обычно составляют 0,2–10 м³/сут, коэффициент продуктивности составляет 0,2–5,0 м³/сут МПа и менее. Только в отдельных скважинах получены более значительные притоки воды. Так, в скважине 42 Шебелинской приток составил 316 м³/сут, коэффициент продуктивности 63 м³/сут МПа, в скважине 3 Балаклейской приток – 119 м³/сут, коэффициент продуктивности – 20 м³/сут МПа, в скважине 307 соответственно 117,5 м³/сут и 34 м³/сут МПа.

Несколько выше степень водообильности песчаников верхнего карбона. Здесь притоки часто составляли 10–70 м³/сут при коэффициенте продуктивности 5–20 м³/сут МПа, а в отдельных случаях получены и более значительные притоки воды. На Коломакской и Октябрьской структурах коэффициенты продуктивности достигали 150–180 м³/сут МПа, а в скважине 304 профиля Шевченко-Близнецы приток воды превысил 780 м³/сут.

На Козиевском нефтяном месторождении при опробовании песчаников верхнего карбона в скважине 10 в интервале 2107–2354 м приток воды составил 636 м³/сут при депрессии 7,65 МПа. На Козиевском и Бугреватовском месторождениях воды из верхнего карбона закачиваются в нефтяные горизонты визе и девона с целью поддержания пластового давления.

В целом для нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса отмечается снижение степени водообильности с северо-запада на юго-восток, а на юго-востоке нижняя сероцветная часть комплекса более водообильна по сравнению с верхней красноцветной его частью.

Статические уровни в скважинах, вскрывших водоносные горизонты нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса, устанавливаются на глубинах от 40–100 до 150–200 м в северо-

западной части ДДВ и на глубинах 220 — 280 м в ее юго-восточной части. Пластовые давления в водоносных горизонтах соответствуют региональным гидростатическим с коэффициентом аномальности 1,04 — 1,12. Сверхгидростатических пластовых давлений (СГПД) и перелива или фонтанирования рассолов нигде не зафиксировано.

В крайних частях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, где нижнепермско-верхнекаменноугольный комплекс выходит на дневную поверхность, в нем известны пресные инфильтрационные воды. На всей остальной территории подземные воды комплекса представлены седиментогенными рассолами хлоркальциевого типа по В. А. Сулину. По площади распространения P_1-C_3 -комплекса в ДДВ четко прослеживается увеличение минерализации рассолов от прибортовых зон к осевой зоне и вдоль оси впадины с северо-запада на юго-восток (рис. 3.1). В этом же направлении закономерно изменяются и другие гидрохимические показатели.

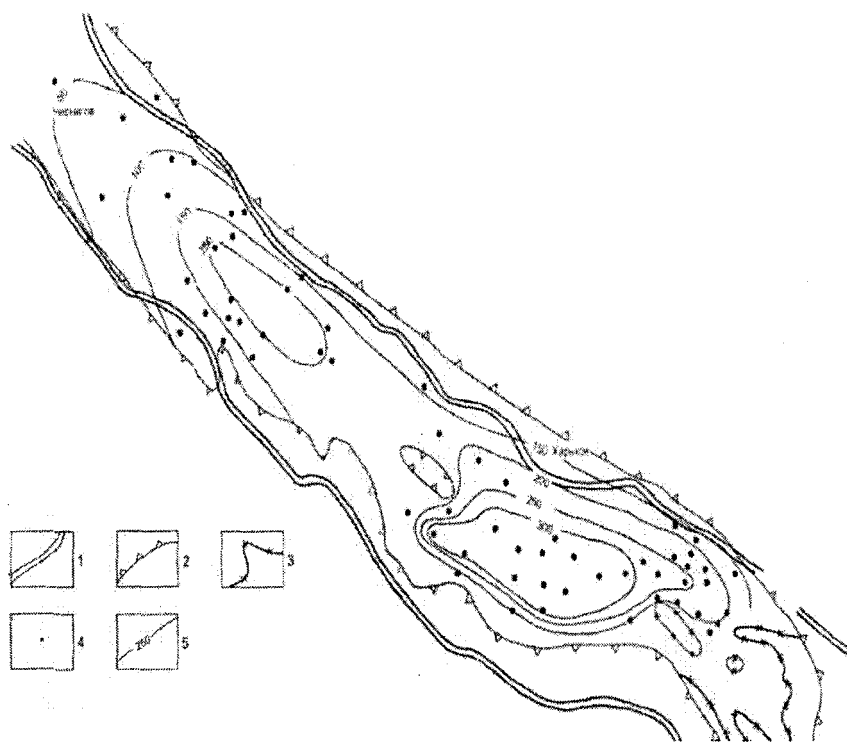
В северо-западной части ДДВ минерализация вод P_1-C_3 -комплекса изменяется в пределах от 50 — 100 до 150 — 225 г/дм³, увеличиваясь в направлении Сребненской депрессии (рис. 3.1). Состав рассолов хлоридный натриевый (содержание $CaCl_2$ — 3 — 12 % экв, $\frac{rNa}{rCl}$ — 0,80 — 0,90).

Коэффициент $\frac{rCl - rNa}{rMg}$ — 2 — 5, $\frac{rCa}{rMg}$ — 1,5 — 3. Содержание

брома увеличивается параллельно с увеличением минерализации от 50 — 150 до 300 — 350 мг/дм³ (рис. 3.2). Хлорбромный коэффициент 350 — 800. Сульфатность вод повышена: содержание иона SO_4 обычно 1000 — 2500 мг/дм³, а иногда и выше, коэффициент $\frac{rSO_4}{rCl} \cdot 100 = 0,6 — 6,5$. Только вблизи контура нефтяных за-

лежей содержание сульфатов резко снижается до нескольких миллиграммов на литр. Содержание гидрокарбонат-иона невысокое: от десятков до 100 — 200 мг/дм³, лишь иногда до 350 мг/дм³. Содержание йода — от 1 — 2 до 5 — 7 мг/дм³, бора — от 3 — 5 до 10 — 15 мг/дм³, аммония — от 10 — 20 до 50 — 100 мг/дм³.

В центральной части региона отмечается незначительное увеличение минерализации и концентрации брома в разрезе комплекса от нижнепермской его части к верхнекаменноугольной. Так, на Глинско-Розбышевском месторождении в нижней перми



**Рис. 3.1. Карта минерализации подземных вод
нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса:**

- 1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена;
 2 — границы распространения комплекса; 3 — границы выхода комплекса
 на поверхность и под кайнозойские отложения; 4 — пункты опробования;
 5 — изолинии минерализации подземных вод
 в верхней части комплекса, г/дм³

(глубина 1900—2050 м) минерализация составляет 150—170 г/дм³, концентрация брома — 220—270 мг/дм³, а в верхнем карбоне соответственно 170—185 г/дм³ и 300—380 мг/дм³.

В юго-восточной части ДДВ минерализация рассолов P_1 - C_3 -комплекса увеличивается от 150—200 г/дм³ вблизи границы выклинивания комплекса (в C_3 иногда и меньше — 37—120 г/дм³) до 300—330 г/дм³ (иногда даже до 350 г/дм³) в наиболее погруженной части между Шебелинской и Восточно-Полтавской структурами

(рис. 3.1). Состав рассолов здесь хлоридный кальциево-натриевый (содержание CaCl_2 15–30 % экв, $\frac{rNa}{rCl}$ — от 0,70–0,75 до 0,55–0,60). Коэффициент метаморфизации $\frac{rCl-rNa}{rMg}$ — 3–6, отношение $\frac{rCa}{rMg}$ — 2–5. Рассолы характеризуются высоким содержанием

брома от 500–700 до 1000–1500 мг/дм³, хлорбромный коэффициент — 130–300 (рис. 3.2). Наиболее высокое содержание брома установлено на юго-западном крыле Западно-Крестищенского поднятия (1630 мг/дм³) и на Кобзевском месторождении (1460–1485 мг/дм³). А в скважине 106 Кобзевской, расположенной между Кобзевской и Октябрьской структурами, в горизонте Г-6 верхнего

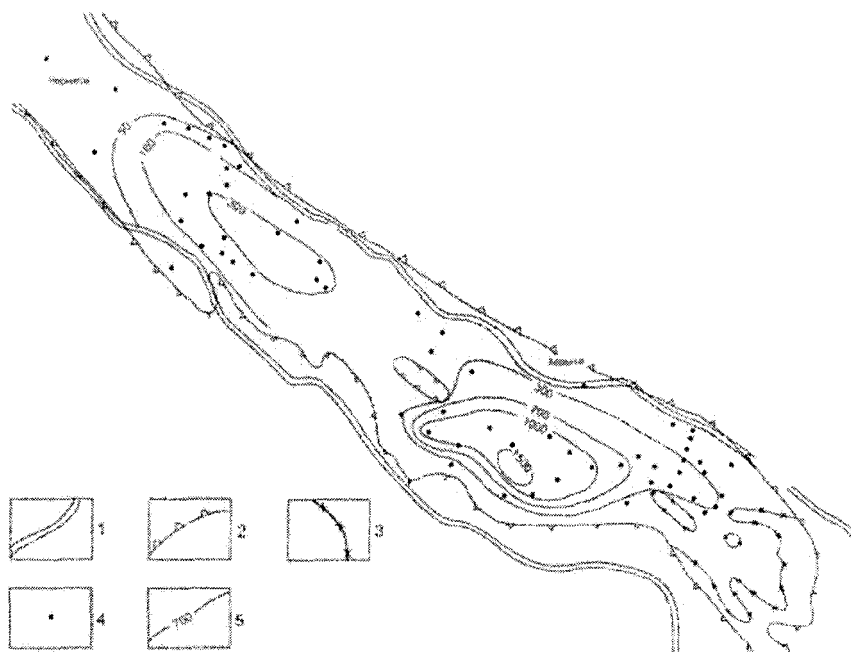


Рис. 3.2. Карта содержания брома в подземных водах нижнеднепровско-верхнекаменноугольного комплекса:

- 1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена;
- 2 — границы распространения комплекса; 3 — границы выхода комплекса на поверхность и под кайнозойские отложения; 4 — пункты опробования;
- 5 — изолинии содержания брома в водах, мг/дм³

карбона на глубине 3600 м, зафиксирована максимальная для P_1 - C_3 -комплекса и одна из наиболее высоких концентраций брома для ДДВ, составившая 2077 мг/дм^3 ($\frac{Cl}{Br} = 99$). Более высокие кон-

центрации брома известны только в девоне на Сагайдакской структуре и в Припятском прогибе.

Концентрация гидрокарбонат-иона в водах, как и на северо-западе, невысокая — до $100-200 \text{ мг/дм}^3$ и лишь изредка до 300 мг/дм^3 . Содержание сульфат-иона обычно колеблется в пределах $300-1000 \text{ мг/дм}^3$. Расчеты показывают, что, например, на Шебелинском месторождении при концентрации иона SO_4^{2-} $400-600 \text{ мг/дм}^3$ рассолы насыщены сульфатами кальция. В нижней части верхнего карбона в угленосной формации концентрация сульфат-иона обычно снижается до единиц-десятков миллиграммов на литр. Здесь воды уже недонасыщены сульфатом кальция.

Концентрация йода в водах комплекса в юго-восточной части региона колеблется от $10-30$ до $40-50 \text{ мг/дм}^3$, бора — от $5-10$ до $25-40 \text{ мг/дм}^3$, аммония — от $50-100$ до $150-200 \text{ мг/дм}^3$.

В разрезе P_1 - C_3 -комплекса в юго-восточной части ДДВ минерализация рассолов изменяется по-разному. На таких структурах, как Спиваковская и Октябрьская, минерализация в разрезе комплекса увеличивается с глубиной. Так, на Спиваковской структуре в разрезе верхнего карбона в скважине 1 минерализация воды на глубинах $1250-1570 \text{ м}$ составляет $172-232 \text{ г/дм}^3$, а на глубинах $1810-1895 \text{ м}$ — $244-266 \text{ г/дм}^3$. На других структурах, таких как Шебелинская, Ефремовская, отмечается четкая тенденция снижения минерализации от перми к верхнему карбону. Так, на Шебелинской структуре в картамышской свите минерализация вод составляет $280-315 \text{ г/дм}^3$, в араукаритовой свите — $270-285 \text{ г/дм}^3$, а в авиловской свите снижается до $195-250 \text{ г/дм}^3$.

Очень четко прослеживается снижение концентраций брома с глубиной от нижней перми к верхнему карбону. На Шебелинском месторождении концентрация брома составляет: в водах картамышской свиты $550-730 \text{ мг/дм}^3$, в водах араукаритовой свиты $510-650 \text{ мг/дм}^3$, в авиловской $180-488 \text{ мг/дм}^3$. На Спиваковском месторождении концентрация брома: в водах картамышской свиты $450-580 \text{ мг/дм}^3$, в араукаритовой свите 350 мг/дм^3 , в верхах авиловской свиты $130-210 \text{ мг/дм}^3$, а в низах авиловской свиты $50-70 \text{ мг/дм}^3$. На Западно-Крестищенском месторождении в подошвенных водах в своде структуры, где

вскрывается авиловская свита, содержание брома в водах 400 – 700 мг/дм³, а в водах араукаритовой свиты на северном крыле 1030 – 1260 мг/дм³ и на южном крыле складки 1220 – 1630 мг/дм³.

В нижней части комплекса в угленосной формации отмечается четкая тенденция к снижению сульфатности подземных вод.

В красноцветной формации в верхней части P_1 - C_3 -комплекса водорастворенные газы за пределами залежей имеют азотный состав с содержанием углеводородов не более 5 – 10 %. Азот в основном биогенный. Углеводородная фракция относительно обогащена гомологами метана. Степень газонасыщенности вод низкая: газосодержание 50 – 200 см³/дм³, упругость водорастворенного газа 4,5 – 7,5 МПа, коэффициент газонасыщенности ($P_r/P_{пл}$) обычно составляет 0,2 – 0,3. Вблизи залежей наблюдаются ореолы рассеяния углеводородных компонентов. Такие ореолы изучены нами на Шебелинском газоконденсатном и Глинско-Розбышевском нефтяном месторождениях. Ниже залежей прослежены углеводородные шлейфы высокой газонасыщенности вод, трассирующие пути восходящей миграции углеводородов.

В угленосной формации в нижней части P_1 - C_3 -комплекса повсеместное развитие имеют азотно-углеводородные и углеводородные водорастворенные газы. Содержание углеводородов (в основном метана) в них составляет от 50 – 80 до 90 – 95 %. Степень газонасыщенности рассолов возрастает: газосодержание 250 – 500 см³/дм³ и более, упругость растворенного газа 7 – 20 МПа, коэффициент газонасыщенности 0,3 – 0,8. Местами степень газонасыщенности достигает предельных значений ($P_r/P_{пл}$ близко к 1,0) (Октябрьская, Северо-Волвенковская площади).

Среднекаменноугольный флюидоносный комплекс имеет в ДДВ повсеместное распространение и развит не только в рифтовой части прогиба, но и на его бортах. Большая часть комплекса сложена полифациально-циклической угленосной параличской формацией, охватывающей также нижнюю часть верхнего карбона. Формация представлена ритмическим переслаиванием песчано-алевритовых и глинистых пород с маломощными пластами известняков и каменных углей.

В верхней части комплекса залегает преимущественно глинистая толща, принадлежащая к фациям открытого моря. Она об-

разует субрегиональную флюидоупорную толщю мощностью до 120—140 м на юго-востоке, отделяющую среднекаменноугольный флюидоносный комплекс от нижнепермско-верхнекаменноугольного. На северо-западе региона толщина этой покрывки сокращается до 20—40 м, и здесь выделяется единый нижнепермско-верхне-среднекаменноугольный комплекс, большая часть которого сложена пестроцветными и красноцветными породами.

Водонефтегазоносные горизонты в разрезе комплекса приурочены главным образом к песчано-алевритовым пачкам и реже в основном в низах башкирского яруса к пластам карбонатов. Выделяются продуктивные горизонты М-1-7 в московском ярусе и Б-1-13 в башкирском ярусе. Их толщины изменяются от 10—30 до 40—60, иногда до 60—80 и даже 100 м. Песчаники от мелкозернистых до гравийных, по минеральному составу они кварцевые, полевошпатово-кварцевые, поли- и олигомиктовые. Песчаники верхней части башкирского и большей части московского яруса относятся к лагунным, озерно-болотным и аллювиальным фациям, в нижней части башкирского яруса песчаники представлены дельтовыми и баровыми фациями, по латерали часто переходящими в карбонатные тела. Открытая пористость и проницаемость песчано-алевритовых коллекторов среднего карбона изменяется в широких пределах, достигая 25—30 % и 0,8 мкм² соответственно, основное развитие имеют коллекторы II—IV классов. Наиболее выдержанными и мощными являются горизонты М-6, М-7 и Б-6.

Песчано-алевритовые горизонты разделены глинистыми пачками толщиной от 20—40 до 50—70 м. В верхах башкирского яруса выделяется глинистая пачка морского и лагунного происхождения толщиной от 30—50 м на северо-западе до 150—200 м на юго-востоке.

Нижняя часть башкирского яруса, сложенная терригенно-карбонатной формацией, характеризуется преобладанием морских карбонатных и глинистых пород («башкирская плита»). Мощность этой толщи колеблется от 30 до 300 м и более. Хорошо отмученные тонкодисперсные пластичные монтмориллонит-гидрослюдистые аргиллиты обладают свойствами экранов группы В по А. А. Ханину. Известняки могут быть как флюидоупорными, так и проницаемыми горизонтами. В этой части разреза выделяются горизонты Б-10-13. «Башкирская плита» отделяет среднекаменноугольный флюидоносный комплекс от верхнесерпуховского.

Глубина залегания кровли среднекаменноугольного комплекса на бортах составляет 700—1000 м, в северо-западной части региона 1000—1500 м, в приосевой зоне на юго-востоке 4—5 км. Общая толщина комплекса достигает 2,5—4 км.

Залежи углеводородов в среднем карбоне в основном пластовые, сводовые или с элементами литологического и тектонического экранирования. Известны литологически экранированные залежи, не связанные с антиклинальными структурами (Северо-Голубовское месторождение). Залежи нефтяные и газоконденсатные, часто со сложным чередованием в разрезе.

Залежи газа и нефти в среднекаменноугольном комплексе разведаны на Качановском, Рыбальском, Яблуновском, Пролетарском, Юльевском и других месторождениях. Комплекс является основным продуктивным для Краснорецкого газоносного района на северных окраинах Донбасса.

В разрезе среднекаменноугольного комплекса разведано более 165 залежей. Однако в основном они небольшие и содержат лишь несколько больше 5 % разведанных запасов углеводородов. Поисковые работы ведутся попутно при оценке продуктивности нижнего карбона.

Многие залежи среднего карбона выработаны. В выработанных залежах горизонта М-7 созданы подземные газохранилища на Вергунском (глубины 1160—1240 м) и Пролетарском (глубины 1480—1500 м) месторождениях.

На большей части территории своего распространения за исключением приосевой зоны на юго-востоке породы среднекаменноугольного комплекса залегают в зоне начального катагенеза (градации $ПК_3$ протокатагенеза и $МК_1$ — $МК_2$ мезокатагенеза), характеризующейся слабой постседиментационной измененностью пород и наличием коллекторов с высокими показателями первичной пористости. Здесь развиты достаточно выдержанные по площади природные резервуары пластового типа. Пластовые давления в этих резервуарах соответствуют региональным гидростатическим с коэффициентом пластового давления (коэффициентом аномальности) 1,04—1,12. К данной зоне приурочено абсолютное большинство залежей газа и нефти, выявленных до настоящего времени в отложениях комплекса. Наибольшие глубины, на которых выявлены залежи с нормальными гидростатическими давлениями, составляют 4,0—4,5 км (Беспаловское и Восточно-Полтавское месторождения).

Притоки воды, полученные при опробовании водоносных горизонтов среднекаменноугольного комплекса в этой зоне, колеблются в широких пределах. В северо-западной части ДДВ притоки часто составляли 30 — 100 м³/сут, коэффициент продуктивности от 10 до 100 м³/сут МПа. Во многих случаях отмечены более значительные притоки, достигающие 100 — 750 м³/сут, а коэффициент продуктивности 100 — 350 м³/сут МПа (Гнилицкая, Талалаевская, Мало-Девичья площади и другие). Статические уровни устанавливались в этой части региона на глубинах от 45 до 200 м.

В юго-восточной части среднекаменноугольный комплекс опробован в основном в южной прибортовой зоне и на северном борту впадины. Притоки воды здесь чаще всего составили 10 — 70 м³/сут при коэффициентах продуктивности до 100 м³/сут МПа. В ряде случаев наблюдались притоки от 100 до 770 м³/сут, а максимальные значения коэффициента продуктивности достигают 310 м³/сут МПа (Красно-Поповская 10, интервал 1362 — 1375 м). На Козиевском нефтяном месторождении из водоносного горизонта, залегающего в низах башкирского яруса на глубине 2975 — 3047 м в скважине 6 получен приток воды 979,2 м³/сут при депрессии на пласт 13,55 МПа. Вода используется для заводнения нефтяных залежей в визе и девоне.

Статические уровни воды устанавливались на глубинах от 30 — 100 до 150 — 230 м. На некоторых структурах северных окраин Донбасса в долинах рек отмечены переливы воды плотностью 1035 — 1045 кг/м³ с глубин 400 — 1100 м (Луганск, Вергунская, Славяносербск).

В прибортовых зонах водоносные горизонты среднего карбона, отличающиеся высокой приемистостью и залегающие на небольших глубинах, используются для возврата в недра попутных промысловых вод, поскольку триасовый комплекс, содержащий здесь минеральные бромные воды, становится непригодным для этих целей.

В приосевой зоне на юго-востоке ДДВ среднекаменноугольный комплекс залегает на глубинах 4,5 — 6,3 км и более и характеризуется высокой степенью постседиментационных преобразований пород (градации МК₃ — МК₅ мезокатагенеза). Первичные коллекторские свойства здесь сильно редуцированы. Спорадическое распространение имеют изолированные природные резервуары на участках, где либо сохранились первичные коллекторы либо получили развитие вторичная пористость и проницаемость.

Из таких природных резервуаров получены притоки газа, газа с водой или пластовой воды под СГПД.

Небольшие газоконденсатные залежи со сверхгидростатическими начальными пластовыми давлениями выявлены в горизонтах М-1 и М-7 московского яруса на Святогорском и Дробышевском месторождениях соответственно на глубинах 4,1–3,6 км. Коэффициент аномальности 1,44–1,53.

На Мелиховской, Западно-Шебелинской, Балаклейско-Савинцевской структурах при вскрытии горизонта М-7 получены фонтаны газа с водой с глубины 4,2–5,7 км. Так, в скважине 701 Западно-Шебелинской из интервала 5147–5435 м получен газовый фонтан с высотой факела до 40 м и выносом воды в количестве до 150 м³/сут. В скважине 13 Балаклейско-Савинцевской площади при фонтанировании газа с водой с глубины 4,2 км вынос воды вначале составлял 450 м³/сут, однако через трое суток он резко снизился до 26 м³/сут, что свидетельствует о нестабильности притоков во времени. Во всех этих случаях отмечены СГПД с коэффициентом аномальности 1,37–1,66.

На Шебелинском месторождении в скважинах 200, 800 на глубинах 4,2–4,9 км при опробовании ряда горизонтов московского и башкирского ярусов получены очень слабые притоки воды (0,84–2,8 м³/сут) и непромышленные притоки газа. Ввиду очень слабых притоков пластовые давления определить не удалось. Однако газопроявления при бурении этих скважин позволяют считать, что здесь развиты СГПД с коэффициентами аномальности 1,40–1,62. В скважинах 300, 500, 600 Шебелинского месторождения водонасыщенных горизонтов в разрезе среднего карбона вообще не выявлено.

Газопроявления при бурении в башкирском ярусе на глубинах 3,9–6,3 км при плотности бурового раствора от 1350 до 1600 кг/м³ наблюдались также на Спиваковской, Северо-Волвенковской, Крестищенской, Светловской структурах. Слабый приток рассола получен при опробовании башкирского яруса на Спиваковской площади.

На Кобзевском месторождении очень слабые притоки пластовой воды получены из московского яруса. В скважине 12 при опробовании горизонта М-1 в интервале 5452–5460 м получен приток воды, составивший всего лишь 0,85 м³/сут. При опробовании этого же горизонта в скважине 14 слабый приток воды получен из интервала 5453,6–5456,8 м. В скважине 12 при опробова-

нии интервала 6065—6300 м (горизонты М-6 и М-7) получены очень слабые притоки газа (150 м³/сут) и воды (0,8 м³/сут). По промыслово-геофизическим данным, водонасыщенным является горизонт М-7, залегающий в интервале 6236,8—6240,6 м. Это самый глубокий на сегодня опробованный водоносный горизонт в ДДВ. Пластовая вода имеет минерализацию 130,8—139,0 г/дм³, содержание брома 59—117,5 мг/дм³, хлорбромный коэффициент 694—1443, коэффициент $\frac{rNa}{rCl} = 0,66—0,68$. Пористость этих го-

ризонтов 6,5—8%. Ввиду очень слабых притоков замерить пластовое давление не представилось возможным. Однако, судя по газопроявлениям, наблюдавшимся при бурении, горизонты характеризуются СГПД с коэффициентом аномальности не менее 1,85.

Небольшой перелив воды с дебитом 5 м³/сут получен из горизонта М-1 (интервал 4732—4756 м, 4781—4784 м) в скважине 702 Западно-Шебелинской площади. Пластовое давление — 74,26 МПа, коэффициент аномальности — 1,655. Минерализация воды — 269,3 г/дм³.

В скважине 60 Марьяновской площади при опробовании горизонта М-1 (интервал 5845—5860 м, 5977—6000 м) получен самоизлив рассола, составивший 100,8 м³/сут при устьевом давлении 0,34 МПа. Пластовое давление 100,6 МПа, коэффициент аномальности — 1,76. Рассол пересыщен хлористым натрием (минерализация 342,45 г/дм³), что вызывало выпадение галита в стволе скважины и не позволило провести полный комплекс исследований.

Минерализация вод среднего карбона в северо-западной части ДДВ изменяется в пределах 100—200 г/дм³. Содержание хлористого кальция составляет обычно 10—15% экв, $\frac{rNa}{rCl} = 0,75—0,85$. Со-

держание брома — от 100—200 до 250—350 мг/дм³, хлорбромный коэффициент чаще всего 300—600. На юго-востоке в южной приобортовой зоне минерализация изменяется в пределах от 40—50 до 100—170 г/дм³. Содержание хлористого кальция составляет 15—20% экв, $\frac{rNa}{rCl} = 0,75—0,80$. Содержание брома — от 60—170

до 170—200 мг/дм³, хлорбромный коэффициент обычно 400—600. Сульфатность невысокая — содержание SO₄^{''} от единиц до десятков миллиграммов на кубический дециметр. В пределах северного

борта и прибортовой зоны минерализация рассолов обычно возрастает с погружением отложений среднего карбона от 50—100 до 150—200 г/дм³. Содержание хлористого кальция 15—25 % экв, $\frac{rNa}{rCl} = 0,75—0,85$. Содержание брома от 60—100 до 200—300 мг/дм³, а на северных окраинах Донбасса до 400—500 мг/дм³. Хлор-бромный коэффициент составляет 175—300, иногда 400. Воды характеризуются низкой сульфатностью (содержание SO₄²⁻ обычно единицы-десятки миллиграммов на литр).

В районе г. Луганск и к северу в пределах Старобельской моноклинали в среднем карбоне разведаны месторождения минеральных лечебных вод. Они относятся к бромным и йодо-бромным (минерализация 20—55 г/дм³, брома 55—100 мг/дм³, йода — до 5 мг/дм³), залегают на глубинах 300—770 м (Луганское, Лиманское, Беловодское месторождения). Известны также минеральные воды без специфических компонентов хлоридного натриевого состава с минерализацией 3,3—4,2 г/дм³.

В погруженной части юго-востока ДДВ воды из отложений среднего карбона с глубин 4,2—6,3 км отличаются широким диапазоном изменения минерализации и других показателей. В одних случаях это воды относительно пониженной минерализации (120—160 г/дм³), гораздо более низкой, чем в вышележащем нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе (Балаклејско-Савинцевская, Дробышевская, Шебелинская, Кобзевская площади). Кроме пониженной минерализации для них характерно невысокое содержание брома (25—87 мг/дм³), повышенное содержание бора. В других случаях (Мелиховская, Спиваковская, Марьяновская структуры) получены рассолы предельно высокой минерализации (320—360 г/дм³). Они также отличаются низким содержанием брома (45—80 мг/дм³) и очень высоким содержанием бора (до 409 мг/дм³) и аммония (590—1180 мг/дм³).

Данные по Шебелинскому месторождению и Западно-Шебелинской площади показывают, что минерализация вод среднего карбона и другие гидрохимические показатели на больших глубинах могут изменяться в широком диапазоне как по разрезу, так и по площади. Так, в скважине 200 Шебелинского месторождения на глубине 3476—3490 м (C₂²) минерализация воды составляет 189,3 г/дм³, содержание брома 182 мг/дм³, а на глубине 4197—4225 м (C₂⁴) минерализация снижается до 103,6 г/

дм³, а содержание брома увеличивается до 236 мг/дм³. В скважине 800 на глубине 4870—4883 м (С₂b) минерализация составляет 168,6 г/дм³, содержание брома всего лишь 85,8 мг/дм³. В то же время в скважине 702 Западно-Шебелинской площади на глубине 4732—4756 м, 4781—4784 м (С₂m М-1) минерализация воды возрастает до 269,3 г/дм³ при содержании брома 150,1 мг/дм³. Во всех случаях минерализация и содержание брома намного ниже, чем в водах нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса.

Водорастворенные газы среднекаменноугольного комплекса в крайней северо-западной части ДДВ имеют азотный состав и низкую степень газонасыщенности (газосодержание 50—120 см³/дм³, коэффициент газонасыщенности 0,03—0,10). Восточнее Северодорогинской площади получают развитие углеводородно-азотные и азотно-углеводородные растворенные газы. Газосодержание возрастает до 200—600 см³/дм³, коэффициент газонасыщенности 0,2—0,4. В юго-восточной части ДДВ в среднем карбоне распространены углеводородные водорастворенные газы с содержанием гомологов метана 5—8%. Газосодержание возрастает до 500—2000 см³/дм³, коэффициент газонасыщенности 0,50—0,95. На глубинах 4—5 км в составе водорастворенных и свободных газов возрастает содержание СО₂ до 5—10%. В южной прибортовой зоне и на северном борту при залегании на глубинах менее 1000 м водорастворенные газы среднего карбона имеют метановый и азотно-метановый состав.

В нижнекаменноугольном отделе в ДДВ выделяются три флюидоносных комплекса: серпуховский, верхневизейский и нижневизейско-турнейский. Часто первые два комплекса рассматриваются как единый — серпуховско-верхневизейский.

Серпуховский флюидоносный комплекс распространен повсеместно в пределах рифтовой части бассейна, а на юго-востоке выходит и на склоны прогиба. Толщина комплекса изменяется от 50—100 м на северо-западе до 1500—2000 м и более на юго-востоке приосевой зоны. Глубины залегания его кровли в этом направлении увеличиваются от 1,5—2,0 км до 4—5 км и более. Комплекс представлен полифациальной угленосной формацией циклического строения с ритмичным переслаиванием песчано-алевролитовых и глинистых пород с маломощными прослоями известняков и каменных углей. Нефтегазоводоносные горизон-

ты главным образом приурочены к песчано-алевритовым телам аллювиально-дельтовых и пребрежно-морских фаций, разделенных глинистыми породами. Карбонатные коллекторы развиты слабо и распространены преимущественно в зоне мелкой складчатости северных окраин Донбасса.

Верхнесерпуховский подъярус является более песчаным, особенно в средней части ДДВ. Здесь выделены региональные песчаные горизонты от С-2 до С-9, толщина которых меняется от 20 – 30 до 40 – 50 м и более. Толщины глинистых разделов обычно 30 – 70 м. В некоторых разрезах средней части региона песчаность достигает 50 – 60 %. В южной прибортовой части и на северо-западе она снижается до 5 – 10 %. Наиболее выдержанным и мощным является горизонт С-5, толщина которого составляет от 20 – 30 до 60 – 80 и даже до 100 м. Иногда он расслаивается на 2 – 3 пачки. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, слюдястые, кварцевые и олигомиктовые, реже полимиктовые, с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Относятся к III – IV классам коллекторов по классификации А. А. Ханина. Карбонатные коллекторы представлены в различной степени доломитизированными первично- и вторичнопорowymi известняками с пористостью до 12 % и проницаемостью менее $0,0001 \text{ мкм}^2$, реже более $0,0001 \text{ мкм}^2$, относящимся к коллекторам IV – VI классов.

В составе нижнесерпуховского подъяруса преобладают каолинит-гидрослюдистые аргиллиты лагунно-континентального происхождения. В верхней части толщи доля песчаников возрастает. Здесь выделены песчано-алевритовые горизонты от С-16 до С-23. Толщины отдельных горизонтов 5 – 25 м. Пористость 9 – 20 %, проницаемость от $0,001$ до $0,363 \text{ мкм}^2$. Нижнесерпуховский подъярус обычно рассматривается как слабопроницаемый раздел между верхнесерпуховским и верхневизейским комплексами. В погруженной части северного борта к юго-востоку от г. Харьков нижнесерпуховский подъярус представлен черносланцевой формацией, а в южной прибортовой зоне отличается повышенной угленосностью.

В серпуховском комплексе развиты пластовые природные резервуары. К ним приурочены многочисленные пластовые залежи газа и нефти. По характеру экранирования залежи сводовые с элементами литологического и тектонического экранирования. Всего в серпуховском комплексе выявлено более 164 залежей на 68 месторождениях. Основным газоносным серпуховский ком-

плекс является на Абазовском, Котелевском, Березовском, Матвеевском и других месторождениях.

Притоки воды при опробовании водоносных горизонтов серпуховского комплекса в северо-западной, южной прибортовой части и северном борту при залегании комплекса на глубинах 1—3 км в зоне начального катагенеза колеблются от 2—3 м³/сут и менее до 140—500 м³/сут. Коэффициент продуктивности от ничтожных до 20—70 м³/сут МПа. Статические уровни устанавливаются на глубинах от 60—70 м до 140—170 м. Пластовые давления в этих частях региона соответствуют региональным гидростатическим с коэффициентом пластового давления 1,05—1,10.

В северной прибортовой части рифтогена в районе Березовского и Краснокутского месторождений, где комплекс залегает на глубинах 4,5—5,0 км, притоки воды из песчаников С-4-6 составили 70—115 м³/сут. Пластовые давления здесь также соответствуют гидростатическим с коэффициентом пластового давления 1,07—1,12.

На Семенцовском и Абазовском месторождениях на глубинах 4,3—4,5 км пластовые давления несколько повышены с коэффициентом аномальности 1,14—1,25. На этих месторождениях отмечались самоизливы воды плотностью 1050—1060 кг/м³. Так, в скважине 4 Семенцовского месторождения при опробовании интервала 4403—4418 м (горизонт С-6) дебит воды при фонтанировании через 50-миллиметровый затрубный выкид составил 260—270 м³/сут. На Абазовском месторождении в скважинах 3 и 18 дебит воды самоизливом из горизонтов С-4, С-5 достигал 756—792 м³/сут.

В приосевой части к юго-востоку от г. Полтава в серпуховском комплексе распространены локальные резервуары, насыщенные газом и водой со сверхгидростатическими пластовыми давлениями. На Восточно-Полтавском месторождении с глубины 6274—6750 м получен небольшой приток газа. Пластовое давление составляет 87,9 МПа, коэффициент аномальности 1,38. Это один из наиболее глубоких горизонтов, из которых в ДДВ получен газ. Приток газа с водой с глубины ≈ 4,9 км получен на Светлановской площади (скважина 651). Самоизливы рассолов под аномально высокими пластовыми давлениями получены из горизонтов серпуховского комплекса на Ново-Мечебиловской и Северо-Волвенковской площадях. Так, в скважине 21 Северо-Волвенковской площади с глубины 5293—5410 м получен самоизлив

рассола с дебитом 172,8 м³/сут. Пластовое давление составило 95,7 МПа, коэффициент аномальности равен 1,805, а пластовая температура достигает 177 °С.

На Ново-Мечебиловской площади приток рассола из интервала 4263 — 4281 м составил 5,7 м³/сут. Коэффициент аномальности пластового давления 1,77. На Шебелинском месторождении в скважине 800 при опробовании плотных песчаников серпухова в интервалах 5683 — 5768 м; 5854 — 5912 м получен незначительный приток сухого метанового газа и воды с минерализацией 153,6 г/дм³.

Подземные воды серпуховского комплекса повсеместно представлены рассолами хлоркальциевого типа по В. А. Сулину. Степень их минерализации и другие гидрохимические показатели изменяются в широких пределах.

На большей части территории своего распространения, где серпуховский комплекс залегает в условиях невысокой степени постседиментационного изменения пород (градации МК₁ — МК₂), минерализация вод комплекса имеет тенденцию увеличения с глубиной. В этой зоне минерализация возрастает от 33 — 62 г/дм³ на глубинах 420 — 1160 м на северо-восточном и юго-западном склонах, до 60 — 100 г/дм³ на глубинах 800 — 1700 м в юго-западной прибортовой зоне и до 175 — 225 г/дм³ (иногда до 250 г/дм³) в северо-западной и средней части Днепровского грабена на глубинах 2000 — 4000 м. Однако четкой зависимости минерализации вод от глубины не наблюдается и фиксируется большой разброс точек. Состав рассолов на северо-западе хлоридный натриевый ($\frac{rNa}{rCl} = 0,80 - 0,89$), на юго-востоке обычно хлоридный кальциево-натриевый ($\frac{rNa}{rCl} = 0,60 - 0,80$).

Содержание брома в этих рассолах колеблется в пределах от 30 — 100 до 200 — 250 мг/дм³ (иногда до 280 — 320 мг/дм³), не обнаруживая четкой зависимости от глубин. Хлорбромный коэффициент ($\frac{Cl}{Br}$) изменяется от 300 — 600 до 800 — 1200, иногда и больше.

Более высокое содержание брома (300 — 700 мг/дм³, $\frac{Cl}{Br} = 175 - 400$) отмечено в водах погруженной части северо-восточного склона к юго-востоку от Шевченковской площади (Варваровская, Муратовская, Ново-Айдарская, Ореховская и другие площади) — глубины здесь 1650 — 3100 м. В северной приборто-

вой зоне на Котелевской, Карайкозовской, Белоусовской, Сахалинской площадях на глубинах 4600—5200 м также встречены рассолы с повышенным содержанием брома 300—690 мг/дм³ с минерализацией 200—260 г/дм³.

Содержание сульфатов в водах серпуховского комплекса обнаруживает четкую тенденцию к снижению с северо-запада на юго-восток от 300—1100 мг/дм³ до десятков и единиц миллиграммов на кубический дециметр.

Воды относительно пониженной минерализации (80—125 г/дм³) хлоридного натриевого состава ($\frac{rNa}{rCl} = 0,80 - 0,86$) с низким содержанием брома (30—90 мг/дм³; $\frac{Cl}{Br} = 800 - 1700$) встречены на Се-

менцовском и Абазовском месторождениях на глубинах 4300—4450 м. Пластовые давления, как отмечалось выше, здесь несколько повышены.

В зоне высокой степени катагенетического изменения пород (градации МК₃—МК₅) в приосевой части грабена на юго-востоке на глубинах от 4200 до 5800 м в горизонтах со СГПД получены притоки рассолов как относительно пониженной, так и очень высокой минерализации.

Относительно невысокая минерализация (70—150 г/дм³) отмечена на Волоховском, Шебелинском, Дробышевском месторождениях. Содержание брома в этих водах снижается до 27—36 мг/дм³, а содержание бора и аммония, наоборот, возрастает соответственно до 144 и 1500 мг/дм³.

Рассолы высокой степени минерализации в серпуховском комплексе распространены на Ново-Мечебилловской, Нуровской и Северо-Волвенковской площадях. На Ново-Мечебилловской и Нуровской структурах минерализация рассолов составляет 250—260 г/дм³, а на Северо-Волвенковской структуре достигает предельной концентрации 335—355 г/дм³. Рассолы имеют хлоридный кальциево-натриевый состав ($\frac{rNa}{rCl} = 0,50 - 0,64$). Харак-

терно низкое содержание брома (54—64 мг/дм³) на Ново-Мечебилловской, Нуровской площадях и всего лишь 8—18 мг/дм³ на Северо-Волвенковской. Рассолы практически безсульфатны (иона SO₄ от 0 до 60 мг/дм³). Отмечено повышенное содержание бора (40—72 мг/дм³) и высокое содержание аммония (450—1370 мг/дм³).

Содержание йода на Северо-Волвенковской площади низкое (2—6 мг/дм³), а на Нуровской высокое (до 77 мг/дм³).

Водорастворенные газы серпуховского комплекса в центральной части региона и в погруженной части северо-восточного склона имеют углеводородный состав с содержанием метана 90—95 % и гомологов метана 5—7 %. В ряде случаев зафиксирована предельная степень газонасыщенности воды (Солоховская структура, Харьковская площадь). Так, на Харьковской площади в горизонте С-4 (глубина 2877—2880 м) концентрация газа в воде достигает 1500 см³/дм³, и вода предельно насыщена газом. В более приподнятой части северо-восточного склона на Шубинской площади водорастворенный газ серпухова имеет азотно-метановый состав, а на Двуречанской площади состав газа азотный и степень газонасыщенности воды очень низкая.

В приосевой зоне на юго-востоке прогиба газы серпуховского яруса имеют метановый (Шебелинское поднятие) и метаново-углекислый состав (Северо-Волвенковское поднятие).

Верхневизейский флюидоносный комплекс имеет наиболее широкое развитие в регионе и распространен не только в рифтовой части прогиба, но и на его склонах. Комплекс образован нижней частью верхневизейско-серпуховской полифациально-циклической угленосной паралической формации, представленной ритмическим переслаиванием песчаников и алевролитов с черными аргиллитами, маломощными известняками и прослоями каменных углей. Известняки встречаются редко, в основном в нижней части подъяруса в средней и юго-восточной частях ДДВ. Это мелководно-морские органогенно-обломочные трещиноватые, часто кавернозные породы с открытой пористостью 6—14 %.

Песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые в основном прибрежно-морского генезиса (барьерные и береговые бары и пляжи, песчаные тела течений). Состав их кварцевый и олигомиктовый, а в южной прибортовой зоне часто мезо- и полимиктовый. Пачки песчано-алевритовых пород образуют основные продуктивные горизонты, которых в составе верхневизейского комплекса выделяется 10 — горизонты В-14—В-23. Хотя горизонты достаточно хорошо прослеживаются по площади, однако отдельные песчаные тела часто выклиниваются. Толщина песчаных тел составляет от 5—10 до 30—40 м, иногда 70 м. Наибольшее распространение имеют коллекторы III—V классов, за-

нимающие обширные площади северо-западных и центральных районов впадины, а на юго-востоке прослеживающиеся в основном в прибортовых зонах. Наиболее выдержанными и обладающими повышенными коллекторскими свойствами являются песчаники горизонтов В-17 и В-18. Содержание печано-алевритовых пород часто достигает 40—60 %.

Продуктивные (флюидоносные) горизонты разделены преимущественно глинистыми покрывками локального и зонального распространения, сложенными аргиллитами с прослоями плотных известняков и алевролитов. Толщины экранирующих разделов изменяются от 5—10 до 80 м и более. Их экранирующие свойства высокие — обычно группы В и А по А. А. Ханину.

В основании верхневизейского комплекса залегает толща, представленная пелитоморфными глинисто-кремнисто-карбонатными породами, обогащенными фосфатами, пиритом и органическим веществом (XIIa микрофаунистический горизонт), являющаяся типичной депрессионной черносланцевой формацией. В толще имеется ряд песчано-алевритовых тел линзовидного строения различного генезиса (выносы рек, мутьевые потоки, контурные течения). Толщина черносланцевой формации изменяется от 150—200 до 500—600 м в осевой части Сребненской депрессии. По ее периферии в нижней части толщи развиты биогенные и детритусовые известняки [89; 91].

Данная слабопроницаемая толща вместе с черносланцевой формацией нижележащего XIII микрофаунистического горизонта нижнего визе отделяет верхневизейский флюидоносный комплекс от нижневизейско-гурнейского.

Глубины залегания верхневизейского комплекса изменяются в очень широких пределах. Минимальные глубины его залегания в приподнятых частях склонов составляют всего 100—300 м. В приосевой зоне кровля его вскрывается на глубинах 1,5—2,0 км на северо-западе, 3,5—4,0 км в центральной части и 5—7 км и более на юго-востоке. Толщины комплекса возрастают от 200—500 м на северо-западе и на бортах до 1,5—2,0 км на юго-востоке приосевой зоны.

В верхневизейском комплексе выявлено наибольшее количество углеводородных залежей — более 330 залежей на более чем 120 месторождениях. Разведанные запасы углеводородов составляют 26,4 % от общих. Залежи преимущественно пластовые. Большинство залежей сводовые, часто с элементами литологического и тектонического экранирования. Кроме сводовых, известны

залежи неантиклинального типа, литологически и тектонически экранированные (Волошковское и другие месторождения). Известны газовые, газоконденсатные, нефтегазовые и нефтяные залежи. Чисто нефтяные залежи развиты в Монастырищенско-Софиевском районе. Состав газов от сухих метановых с содержанием метана 97—98 %, до жирных газов с содержанием гомологов метана 10—15 % и более. Комплекс занимает ведущее место по перспективам открытия новых залежей, в том числе неантиклинального типа. Новые открытия могут быть связаны в основном с большими глубинами в центральной части приосевой зоны, в северной прибортовой зоне и относительно небольшими глубинами в пределах северо-восточного борта.

Большинство залежей в верхневизейском комплексе характеризуются нормальными гидростатическими пластовыми давлениями с коэффициентом пластового давления от 1,03—1,07 до 1,15—1,20, чаще всего 1,09—1,12. В частности, гидростатические начальные пластовые давления отмечались на таких месторождениях, как Яблуновское, Глинско-Розбышевское, Харьковцевское, Гадячское, Семиреньковское и другие, на глубинах до 5,0—5,5 км. Пластовые температуры здесь 120—130°С.

В то же время в центральной части приосевой зоны в районе Ждановской депрессии (Гоголевское, Комышнянское месторождения) и в северной прибортовой зоне на юго-востоке (Березовское, Степовое, Краснокутское месторождения) в верхневизейском комплексе на глубинах 5260—6060 м выявлены газоконденсатные залежи со СГПД с коэффициентами аномальности от 1,40—1,64 до 1,72—1,88. Залежь горизонта В-16 на Березовском месторождении с запасами газа около 12 млрд м³ является самой значительной по запасам залежью со СГПД (не считая залежей с избыточными пластовыми давлениями в верхней части таких, как Шебелинское и др.). На Комышнянском месторождении мощный приток газа из горизонта В-22, составивший 417,8 тыс. м³/сут на 9-миллиметровой шайбе, получен с глубины 6057—6059 м. Пластовое давление составило 83,36 МПа, коэффициент аномальности 1,40. Это максимальная глубина получения столь значительного притока газа в ДДВ.

Пластовые температуры в горизонтах с СГПД на этих месторождениях составляют 130—140°С.

Притоки воды при опробовании водоносных горизонтов верхневизейского комплекса изменяются в широких пределах.

В северо-западной части региона часто отмечены притоки 20 — 100 м³/сут, но иногда они достигали 200 — 455 м³/сут (Мало-Девичья, Тваньская, Смоляжская площади). Коэффициент продуктивности обычно колеблется в пределах 20 — 30 м³/сут МПа. Максимальная производительность отмечена в скважине 3 Прилукского месторождения. Здесь при опробовании песчаника в интервале глубин 2025 — 2038 м получен приток 280,2 м³/сут при понижении уровня всего на 2 м (динамический уровень 185 м при статическом 183 м). Коэффициент продуктивности здесь достигает 14000 м³/сут МПа.

На северо-восточном склоне на глубинах 1,5 — 3,0 км притоки воды в скважинах обычно составляют 14 — 50 м³/сут, иногда увеличиваются до 200 — 500 м³/сут.

На юго-востоке южной прибортовой зоны на глубинах 800 — 2700 м отмечены примерно такие же притоки — 20 — 50 м³/сут, иногда до 250 — 350 м³/сут. Значительный приток воды плотностью 1040 кг/м³ получен при опробовании песчаника визейского яруса в скважине 10 Михайловского месторождения в интервале 924 — 926 м. Скважина переливала с дебитом 345,6 м³/сут.

В центральной части ДДВ на Яблунковом месторождении верхневизейский комплекс залегает на глубинах 3500 — 4500 м. При опробовании водоносных горизонтов В-16, В-17, В-19-20 в большинстве скважин притоки воды составляли 20 — 30 м³/сут при больших понижениях уровней. Значительные притоки воды получены здесь в скважинах 8 и 13. В скважине 13 при опробовании горизонта В-19-20 приток воды составил 380 м³/сут при динамическом уровне 413 м (статический уровень 240 м). В скважине 8 при опробовании пластоиспытателем горизонта В-17 в интервале 4244 — 4297 м приток воды составил 911 м³/сут.

В приосевой зоне центральной части ДДВ (Харьковцевская, Гадяцкая, Комышнянская, Перевозовская, Яровская, Бакумовская, Семиренкова структура), где верхневизейский комплекс залегает на глубинах 4200 — 5200 м, в большинстве случаев получены слабые притоки воды 0,3 — 5 м³/сут при больших понижениях уровня (до 1500 — 2300 м) и лишь иногда они возрастают до 23 — 53 м³/сут при понижениях уровня 500 — 1000 м. В скважине 4 Харьковцевского месторождения при опробовании горизонта В-19 в интервале 4830 — 4835, 4860 — 4875 м приток воды достиг 107 м³/сут при динамическом уровне 700 м.

Пластовые давления во всех описанных случаях в водоносных горизонтах верхнего визе соответствуют региональным гидростатическим с коэффициентом аномальности 1,04–1,12. Соответственно, статические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 100–250 м и скважины не переливают. Только в скважине 10 Михайловского месторождения в южной прибортовой зоне, как указано выше, отмечен перелив воды, что связано с небольшой плотностью воды (1040 кг/м^3) на глубине 924 м и минимальными отметками поверхности земли в долине р. Орели в этой части региона.

На Солоховском и Опошнянском месторождениях при опробовании верхневизейского комплекса на глубинах 3500–4600 м также отмечено фонтанирование скважин пластовой водой плотностью 1050–1065 кг/м^3 . Пластовые давления здесь несколько повышены с коэффициентом аномальности 1,12–1,15.

Притоки газа с водой из горизонтов верхневизейского комплекса со СГПД получены на Ключниковской площади, Комышнянском и Березовском месторождениях. На Ключниковской площади при опробовании песчаников горизонта В-16 в интервале 6053–6225 м получен приток воды с выделением газа. Минерализация воды 221,2 г/дм^3 . Пластовое давление на глубине 6139 м составило 84,2 МПа, коэффициент аномальности 1,40. Это максимальная на сегодня глубина, с которой получена пластовая вода из верхневизейского комплекса. Пластовая температура на глубине 6000 м составляет 147,9° С.

На Ново-Мечебиловском поднятии при опробовании нескольких горизонтов верхнего визе в интервале глубин от 4380 до 4849 м получен самоизлив воды плотностью 1180 кг/м^3 с растворенным газом. Дебит воды при самоизливе изменялся в пределах 5–15 $\text{м}^3/\text{сут}$. Пластовые давления колеблются от 74 до 80 МПа, коэффициент аномальности – 1,66–1,73. Содержание растворенного газа в воде 2,9–3,0 $\text{м}^3/\text{м}^3$.

В Шебелинско-Машевском газоносном районе верхневизейский комплекс залегает на глубинах более 7 км и бурением не вскрыт.

Степень минерализации и другие гидрохимические показатели вод верхневизейского комплекса изменяются в широких пределах (рис. 3.3, 3.4).

В приподнятой части северо-восточного склона ДДВ на территории России, где визе залегает на глубинах 200–300 м, рас-

пространены пресные воды различного состава. С погружением минерализация вод быстро возрастает и появляются соленые воды, а затем рассолы хлоркальциевого типа по В. А. Сулину. Их минерализация составляет $15-25 \text{ г/дм}^3$ на глубинах $600-700 \text{ м}$, увеличивается до $40-90 \text{ г/дм}^3$ на глубинах $1000-1600 \text{ м}$ (Городище, Двуречная, Анновка) и до $130-175 \text{ г/дм}^3$ на глубинах $1800-2400 \text{ м}$ (Шубино, Кадница). Воды имеют хлоридный кальциево-натриевый состав. Содержание сульфатов невысокое ($30-150 \text{ мг/дм}^3$). Концентрация брома находится в пределах $100-200 \text{ мг/дм}^3$. В погруженной части склона на глубинах $2400-3200 \text{ м}$ минерализация рассолов достигает $180-230 \text{ г/дм}^3$ (Старо-Покровская, Ново-Айдарская площади). В этой части региона к юго-востоку от Шевченковской площади встречены наиболее высокие концентрации

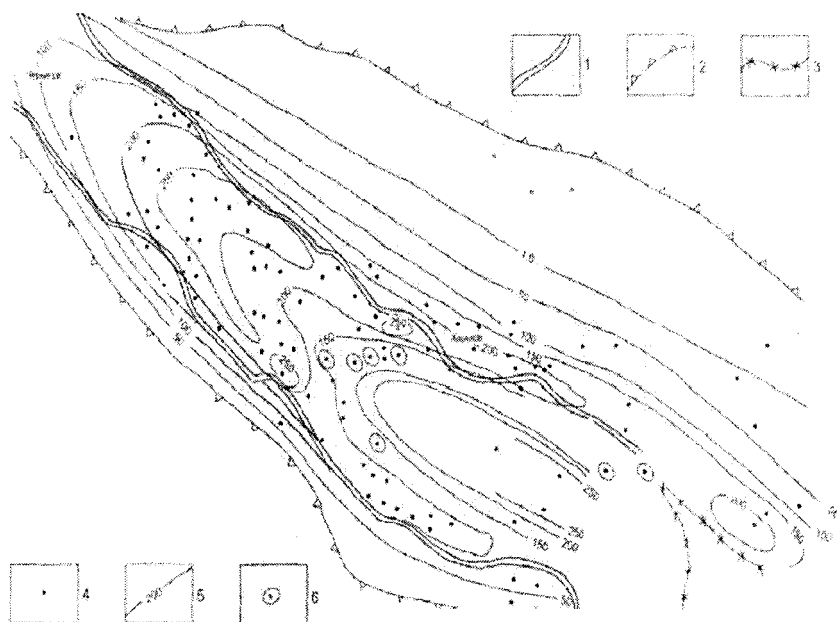


Рис. 3.3. Карта минерализации подземных вод верхневизейского комплекса:

- 1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена;
- 2 — границы распространения комплекса; 3 — границы открытого Донбасса; 4 — пункты опробования; 5 — изолинии минерализации подземных вод, г/дм^3 ; 6 — структуры, где отмечена минерализация менее 100 г/дм^3

брома в водах верхнего визе, составляющие 400 – 600 мг/дм³ (Коломыйчихинская, Ново-Айдарская площади и др.). Содержание других микрокомпонентов невысокое: йода – 10 – 25 мг/дм³, бора – 4 – 36 мг/дм³, аммония – 40 – 210 мг/дм³.

В пределах юго-западного склона распространены соленые воды и весьма слабые рассолы хлоркальциевого типа хлоридного кальциево-натриевого состава.

Их минерализация увеличивается от 15,6 г/дм³ на глубине 140 м (Петриковка) до 28 – 32 г/дм³ на глубинах 90 – 230 м (Ново-Московск, Павлоград) и до 56 – 74 г/дм³ на глубинах 1320 – 1350 м (Но-

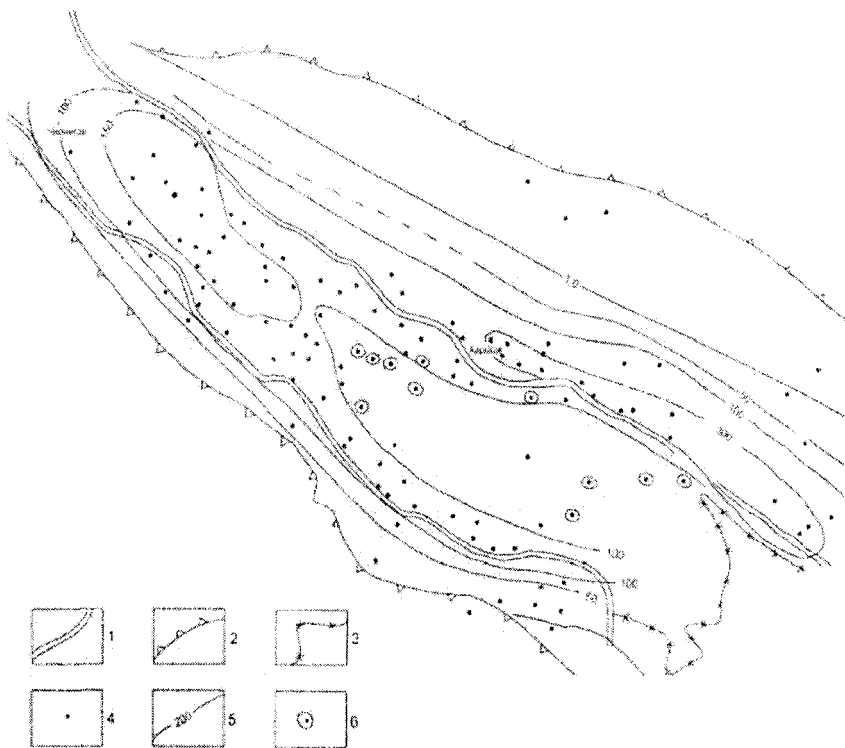


Рис. 3.4. Карта содержания брома в подземных водах верхневизейского комплекса:

- 1 – краевые нарушения Припятско-Днепроовско-Донецкого рифтогена;
 2 – границы распространения комплекса; 3 – границы открытого Донбасса;
 4 – пункты опробования; 5 – изолинии содержания брома в водах, мг/дм³; 6 – структуры, где содержание брома менее 50 мг/дм³

во-Вербская, Коховская площади). Содержание брома при этом возрастает от 15 — 35 до 40 — 55 мг/дм³.

В юго-западной прибортовой зоне продолжается увеличение минерализации с погружением комплекса и она возрастает от 60 — 105 г/дм³ на Михайловской структуре (глубины 900 — 1350 м) до 90 — 180 г/дм³ на глубинах 1550 — 2640 м (Левенцовская, Кремневская, Голубовская и другие структуры).

Концентрация брома колеблется в пределах 65 — 220 мг/дм³. В разрезе верхнего визе отдельных структур этой части региона отмечается тенденция увеличения минерализации и содержания брома с глубиной. Содержание сульфат-иона очень изменчиво от 0 до 550 — 680 мг/дм³, однако в большинстве случаев воды малосульфатны. Содержание других микрокомпонентов в водах невелико: йода — 4 — 20 мг/дм³, бора — 3 — 15 мг/дм³, аммония — 40 — 120 мг/дм³.

На Ново-Григорьевской структуре в интервале глубин 2000 — 2800 м на фоне тенденции увеличения с глубиной минерализации от 140 — 200 до 180 — 250 г/дм³ и снижения содержания брома от 90 — 140 до 60 — 90 мг/дм³ в ряде скважин (1, 2, 18) выявлена гидрохимическая аномалия, выражающаяся в увеличении минерализации до 260 — 320 г/дм³, резком повышении содержания кальция (до 25 — 35 г/дм³ против 8 — 12 г/дм³), повышении содержания йода (до 18 — 38 мг/дм³) и аммония (до 150 — 260 мг/дм³ против 90 — 150 мг/дм³). Эту аномалию можно связывать с подтоком вод из нижележащего нижневизейско-турнейского комплекса, для которого характерны воды такого облика.

В крайней северо-западной части региона на глубинах 1200 — 1900 м минерализация вод верхневизейского комплекса составляет 100 — 140 г/дм³, содержание брома — 55 — 135 мг/дм³ (Адамовская, Холмская, Григоровская, Ладинская площади). По составу воды здесь хлоридные натриевые. С погружением на глубины 2000 — 3000 м минерализация воды увеличивается до 200 — 240 г/дм³, а содержание брома до — 200 — 300 мг/дм³ (рис. 3.3, 3.4). Состав воды хлоридный натриевый, иногда хлоридный кальциево-натриевый. Содержание сульфат-иона в этой части региона повышенное — от 300 — 500 до 1000 — 1300 мг/дм³. Концентрация микрокомпонентов невысокая: йода — от следов до 10 мг/дм³, бора — от 5 — 10 до 15 — 20 мг/дм³, аммония — от 20 — 40 до 100 — 150 мг/дм³.

В районе, ограниченном Монастырищенской, Фастовцевской, Велико-Бубновской, Артюховской, Чернухинской структурами,

минерализация вод верхнего визе увеличивается до 250—285, а иногда до 305 г/дм³. Другие показатели состава примерно такие же, как указано выше.

В центральной части рифтогена в Глинско-Солоховском газонефтеносном районе верхневизейский комплекс залегает на глубинах от 3,5—4,0 до 5,5—6,5 км и имеет толщину до 1,5 км и более. Эта часть региона характеризуется наиболее сложным распределением минерализации и состава подземных вод. Наиболее широко здесь представлены воды с минерализацией 175—225 г/дм³ и содержанием брома от 50—100 до 150—200 мг/дм³. Однако встречаются и воды с минерализацией до 240—250 г/дм³, а в неконтурных случаях до 328 г/дм³. Содержание брома иногда возрастает до 250—300 мг/дм³. В разрезе таких месторождений, как Харьковцевское, Гадячское, где состав подземных вод верхнего визе изучен в интервале глубин 4000—5000 м, не прослеживаются изменения минерализации и других показателей с глубиной. Они колеблются в достаточно широких пределах, не обнаруживая какой-либо четкой тенденции.

По составу воды в этой части региона хлоридные кальциево-натриевые. Содержание сульфат-иона изменяется от 0 до 300—400, иногда до 850 мг/дм³. Гидрокарбонат-иона — от 70 до 166 мг/дм³. Концентрации йода — 7—64 мг/дм³, бора — 8—42 мг/дм³, аммония — 70—305 мг/дм³, что в целом существенно выше, чем в северо-западной части рифтогена.

На этом изменяющемся фоне на Солоховском, Опошнянском и Семиреньковском месторождениях установлены участки развития вод относительно пониженной минерализации от 75—85 до 100—140 г/дм³. В этих водах отмечено также пониженное содержание брома — 25—100 мг/дм³ и несколько более высокий уровень содержания бора — 26—56 мг/дм³. По другим показателям, существенных отличий с фоном установить не удается. Следует отметить, что в периферических скважинах на этих месторождениях в ряде случаев отмечены воды с более высокой минерализацией — 150—180 г/дм³, близкой к фоновой для этой части региона. Пластовые давления как в водоносных, так и в газоносных горизонтах этих месторождений соответствуют гидростатическим. Вероятным источником относительно опреснения вод верхнего визе на этих месторождениях могут быть подстилающие мощные существенно глинистые толщи низов верхнего и верхов нижнего визе.

На таких месторождениях и структурах центральной части рифтогена, как Гоголевское, Комышнянское, Ключниковская, на которых наблюдались сверхгидростатические пластовые давления в верхневизейском комплексе, минерализация подземных вод соответствует фоновым для этой части региона значениям и колеблется в пределах 170–240 г/дм³. Так, на Ключниковской структуре минерализация воды, полученной при опробовании интервала 6053–6225 м, составила 221,2 г/дм³. Содержание брома — 267 мг/дм³, хлорбромный коэффициент ($\frac{Cl}{Br}$) — 510, коэф-

фициент $\frac{rNa}{rCl} = 0,77$, содержание сульфат-иона — 568 мг/дм³,

йода — 5,2 мг/дм³, бора — 14,7 мг/дм³, аммония — 68 мг/дм³.

В северной прибортовой зоне на юго-востоке рифтогена на Березовском месторождении, где в верхневизейском комплексе установлено развитие сверхгидростатических пластовых давлений, подземные воды имеют относительно пониженную минерализацию — 92–106 г/дм³, содержание брома 56–97 мг/дм³. Воды практически бессульфатные, с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона — 665–939 мг/дм³. Повышено также содержание бора — 50–70 мг/дм³.

В водоносных горизонтах верхнего визе со СГПД на Ново-Мечебиловском поднятии развиты рассолы с достаточно высокой минерализацией 208–255 г/дм³, с содержанием брома около 54 мг/дм³. Характерно высокое содержание кальция (21–30 г/дм³), ($\frac{rNa}{rCl} = 0,67–0,69$). Сульфатность повышена (550–850 мг/дм³).

Отмечено высокие содержания аммония (590–650 мг/дм³) и редких щелочей (Li — 83,5 мг/дм³). В то же время содержание бора (48 мг/дм³) не очень высокое, а концентрация гидрокарбонат-иона низкая (110–120 мг/дм³).

В верхневизейском комплексе наиболее четко прослеживается зональное распределение водорастворенных газов. В крайней северо-западной части региона (Адамовская площадь) и в приподнятой части северо-восточного склона (Двуречанская площадь) распространены азотные водорастворенные газы. Степень газонасыщенности вод очень низкая. С погружением появляются газы смешанного углеводородно-азотного и азотно-углеводородного состава. Степень газонасыщенности вод несколько возрастает. Наиболее широко в пределах комплекса распростра-

нены углеводородные водорастворенные газы с высокой степенью газонасыщенности вод, которая во многих случаях достигает предельных значений. Поле углеводородных растворенных газов занимает всю центральную часть региона, южную и северную прибортовую зоны и погруженную части северо-восточного склона.

Своеобразный состав водорастворенных газов верхнего визе установлен на Ново-Мечебиловской площади. Здесь получены газы углеводородно-азотно-углекислого состава.

Нижневизейско-турнейский флюидоносный комплекс распространен в основном в рифтовой части прогиба. Лишь на юго-востоке он иногда выходит на его северо-восточный борт. В строении комплекса прослеживается определенная формационная и литолого-фациальная зональность.

В верхней части комплекса залегает глинисто-кремнисто-карбонатная толща (тульская кремнисто-карбонатная морская формация по А. Е. Лукину), соответствующая XIII микрофаунистическому горизонту по Н. Е. Бражниковой. Формация сложена спикуловыми известняками, силицитами, гидрослюдисто-каолининовыми аргиллитами, местами тонкими прослоями песчаников (южная прибортовая зона). Эта толща мощностью от 200—300 до 500 м, сложенная в основном слабопроницаемыми породами (экран группы В и С по А. А. Ханину), получила название «визейская карбонатная плита». Вместе со слабопроницаемыми породами XIIa микрофаунистического горизонта она отделяет нижневизейско-турнейский комплекс от верхневизейского.

Основная часть комплекса на северо-западе и в прибортовых зонах представлена терригенной угленосно-бокситоносной континентальной формацией по А. Е. Лукину, сложенной аллювиально-наземнодельтовыми образованиями с широким развитием песчаных тел. С погружением она сменяется областью внутршельфового карбонатонакопления, где получили широкое распространение рифогенно-карбонатные массивы. В приосевой части прогиба, начиная от Сребненской депрессии, и далее к юго-востоку развита глубоководная (депрессивная) кремнисто-карбонатно-терригенная формация, содержащая в том числе черносланцевые образования, обогащенные органикой. Фациальные замещения на различных стратиграфических уровнях в разрезе нижнего визе-турне обуславливают сложность литологического

строения комплекса. Толщина комплекса изменяется от 180 — 200 до 800 — 1000 м и более. Кровля его вскрывается на глубинах от 2 — 3 до 4 — 5 км и более.

Терригенные коллекторы (гравелиты, песчаники, алевролиты) в прибортовых зонах северо-западной и центральной частей впадины составляют до 40 — 50 % разреза, в зоне центрального грабена их доля не превышает 20 % мощности отложений. Большинство песчаников полимиктовые и аркозовые, часто грубозернистые и плохо отсортированные. Толщины песчаных пачек варьируют от 5 — 10 до 40 — 50 м, иногда до 80 м. По фильтрационно-емкостным свойствам в пределах северной прибортовой зоны ДДВ гранулярные коллекторы принадлежат к III — IV классам, в центральной части грабена — к IV — VI, в южной прибортовой зоне — к III — V классам. Карбонатные коллекторы (известняки, доломитизированные известняки, доломиты) имеют открытую пористость 5 — 14,5 %, проницаемость достигает — 0,01 мкм². В турнейском ярусе выделяются продуктивные горизонты Т-1-3(5), в нижневизейском подъярусе — В-24-27, но из-за пестроты разреза уверенно проследить по всей территории впадины эти горизонты не удается.

Зональными покрывками в разрезе комплекса являются плотные известняки и аргиллиты кизеловского горизонта турне толщиной до 210 м (группы покрывок В и С) и пестроцветные «сахарные глины» верхнего турне — нижнего визе толщиной 20 — 30 м (группы В — D).

В основании переходного от девона к карбону разреза развита «ковелиновая» глинистая толща мощностью до 110 — 120 м, представленная депрессионными темноцветными глинистыми породами с присутствием разбухающих фаз (типа гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит) и с повышенным содержанием сапропелевого органического вещества (ОВ), благодаря чему эта толща обладает высокими экранирующими свойствами (группы покрывок А — В). «Ковелиновая» глинистая толща отделяет верхневизейско-турнейский комплекс от девонских комплексов.

Природные резервуары комплекса пластовые, массивно-пластовые и массивные. Образование массивно-пластовых резервуаров связано с большой литологической неоднородностью разреза, невыдержанностью глинистых прослоев в мощных толщах пород-коллекторов и развитием трещиноватости. Массивные

резервуары приурочены к рифогенным и биогермным образованиям (Мачехское, Богатойское, Кампанское месторождения). Залежи сводовые с элементами литологического и тектонического экранирования, а также литологически экранированные на моноклиналах (Руденковское месторождение).

В северо-западной части ДДВ в Монастырищенско-Софиевском районе к нижневизейско-турнейскому комплексу приурочены нефтяные месторождения (Монастырищенское, Софиевское, Ярошевское и др.), в средней части и в южной прибортовой зоне газоконденсатные залежи (Яблуновское, Ново-Троицкое, Куличихинское, Мачехское, Богатойское месторождения).

Всего в нижневизейско-турнейском комплексе выявлено более 80 залежей на 70 месторождениях, разведанные запасы которых составляют 9,4 % от общих. По перспективности комплекс занимает второе место после верхневизейского. К нижнему визе приурочена одна из наиболее глубоких выявленных к настоящему времени газоконденсатных залежей — вскрытая скважиной 1 Перевозовского месторождения в интервале 6220 — 6300 м (горизонт В-25). Приток газа составил 56,9 тыс. м³/сут, пластовое давление — 113,58 МПа, коэффициент аномальности — 1,814.

Пластовые давления в нефтегазоносных и водоносных горизонтах нижневизейско-турнейского комплекса в северо-западной и прибортовых частях при залегании на глубинах до 4,5—5,0 км, когда степень их катагенетического изменения не превышает градации МК₂, соответствуют региональным гидростатическим.

Притоки пластовых вод из нижневизейско-турнейского комплекса обычно невелики и чаще всего колеблются в пределах 10—30 м³/сут при значительных понижениях уровня. Лишь иногда отмечены более значительные притоки рассолов. Так, на Кибинцевской структуре в скважине 4 при опробовании интервала 1854—1858 м приток составил 174 м³/сут при среднединамическом уровне 580 м.

Иногда значительные притоки воды отмечены и на больших глубинах. Так, на Тимофеевском месторождении при опробовании в скважине 3 интервала 3966—3970 м получен приток рассола, составивший 156,9 м³/сут. На Яблуновском месторождении приток рассола в скважине 6 из интервала 4954—4956 м составил 154 м³/сут при депрессии 4,4 МПа. Статические уровни для горизонтов с гидростатическими давлениями устанавливаются на глубинах 100—200 м.

В приосевой зоне, начиная от Сребненской депрессии, на глубинах 4,5— 6,3 км в турнейско-нижневизейском комплексе встречены газоносные и водоносные горизонты со СГПД. Промышленные притоки газа получены на Рудовско-Червонозаводском, Перевозовском, Комышнянском, Мачехском, Горобцовском месторождениях. Коэффициент аномальности пластового давления — от 1,40 до 1,87. Притоки рассолов под СГПД отмечены на Солоховском, Горобцовском месторождениях и на Ново-Мечебилловской площади.

В скважине 49 Солоховского месторождения при опробовании песчаника турне в интервале 5290— 5340 м получен самоизлив воды плотностью 1107 кг/м³ с растворенным газом, составивший 4,3 м³/сут на 6-миллиметровом штуцере. Пластовое давление составило 102 МПа, коэффициент аномальности — 1,957, пластовая температура — 145°С.

На Горобцовском месторождении притоки газа с водой под сверхгидростатическим давлением получены из песчаников нижнего визе на глубинах от 4325 до 5224 м. Притоки газа из различных горизонтов колебались в пределах от 0,55—6,45 до 247 тыс. м³/сут. Дебиты воды варьируют от 1,44 до 40,5 м³/сут. Коэффициент аномальности пластового давления — 1,38—1,59. Из интервала 4460—4475 м в скважине 12 и 5177,5—5185 м в скважине 8 получены самоизливы воды с дебитом соответственно 7,4 и 1,2 м³/сут. Пластовое давление в скважине 12 — 64,96 МПа. Коэффициент аномальности — 1,48.

На Ново-Мечебилловской площади в скважине 9 из интервала 4883—4893 м получен самоизлив рассолов дебитом 120 м³/сут. Пластовое давление составило 82 МПа. Коэффициент аномальности — 1,71.

В нижневизейско-турнейском комплексе повсеместно развиты рассолы хлоркальциевого типа различной степени минерализации.

В северо-западной части региона на глубинах 2900—5000 м рассолы имеют минерализацию 220—285 г/дм³, иногда она увеличивается до 300—326,5 г/дм³ (отдельные горизонты на Талалаевской, Лавириковской, Глинско-Розбышевской структурах). Отношение

$\frac{rNa}{rCl}$ колеблется в широких пределах (0,85—0,52), но чаще составляет 0,75—0,65, т. е. по составу воды хлоридные каль-

циево-натриевые. Сульфатность повышена, обычно 200 — 500 мг/дм³. Содержание брома обычно 100 — 200 мг/дм³ при хлорбромном коэффициенте 600 — 1200, иногда содержание брома увеличивается до 375 — 400 мг/дм³ (Западно-Нежинская, Августовская площади). Содержание других микрокомпонентов невысокое (I — от 4 — 6 до 20 — 30 мг/дм³, В — от 4 — 6 до 20 — 25 мг/дм³, NH₄ — от 50 — 70 до 120 — 200 мг/дм³).

В этой части региона в разрезе Талалаевского месторождения состав вод нижнего визе-турне изучен в интервале глубин 3780 — 4360 м. Минерализация изменяется в пределах 211 — 315,5 г/дм³ без какой-либо связи с глубиной: минимальное значение зафиксировано на глубине 4076 м, а максимальная на глубине 3850 м. Другие гидрохимические показатели также не обнаруживают каких-либо закономерных изменений.

В северной прибортовой зоне на участке Куличихинское-Бугреватовское месторождения на глубинах 3400 — 5400 м минерализация рассолов обычно составляет 200 — 250 г/дм³, иногда увеличиваясь до 275 — 300 г/дм³ (Куличихинское) и до 300 — 328 г/дм³ (Бельское, Голиковское месторождения). Коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ — 0,75 — 0,55, $\frac{rCa}{rMg}$ — от 5 — 8 до 10 — 26. Содержание брома — от

50 — 70 до 150 — 200 мг/дм³. Содержание сульфатов обычно от 0 до 200 мг/дм³, иногда выше. Практически бессульфатные воды отмечены на Качановском, Рыбальском, Бугреватовском месторождениях. Содержание йода колеблется от 7 — 10 до 30 — 105 мг/дм³, максимальные концентрации отмечены Качановском, Рыбальском, Бельском, Бугреватовском месторождениях. Содержание бора — от 6 — 10 до 30 — 76 мг/дм³, аммония — от 80 — 120 до 140 — 300 мг/дм³. Очень высокое содержание аммония отмечено на Бельской структуре.

В южной прибортовой зоне, где нижневизейско-турнейский комплекс залегает на глубинах от 1400 — 3000 до 3500 — 4800 м, минерализация вод комплекса изменяется в широких пределах — от 90 — 150 до 200 — 280 г/дм³, а в некоторых случаях достигает 290 — 304 г/дм³ (некоторые горизонты Ново-Николаевского и Богатойского месторождений). Коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ колеблется в пределах 0,85 — 0,53, чаще всего он составляет 0,65 — 0,55. Содер-

жание брома — от 50 — 100 до 220 — 250 мг/дм³, хлорбромный коэффициент — от 600 — 800 до 1500 — 3370. Содержание сульфатов — от полного отсутствия до 200 — 580 мг/дм³. Содержание йода сильно дифференцировано по структурам: на таких структурах, как Левенцовская, Богатойская оно составляет от 6 до 30 мг/дм³, а на Личковской, Зачепиловской, Ново-Николаевской превышает 50 мг/дм³, достигая иногда 120 — 170 мг/дм³. Содержание бора и аммония невысокое (бор от 6 — 10 до 30 — 50 мг/дм³, аммоний — от 40 — 70 до 100 — 200 мг/дм³).

В центральной части ДДВ в горизонтах с гидростатическими пластовыми давлениями на глубинах 4500 — 5500 м (Яблунцовская, Валюховская, Русановская, Рымаровская и другие структуры) минерализация вод нижнего визе-турне колеблется в пределах 170 — 270 г/дм³, отношение $\frac{rNa}{rCl}$ 0,77 — 0,55. Содержание брома варьируется от 60 до 200 мг/дм³, и только в горизонте В-26 на Яблунцовском месторождении возрастает до 390 — 440 мг/дм³ (скважина 6). Сульфатность, как и в других зонах непостоянна: от полного отсутствия сульфатов до 200 — 800 мг/дм³. Содержание йода — от 6 — 20 до 30 — 50 мг/дм³, бора — 7 — 20 мг/дм³, аммония — 80 — 150 мг/дм³.

В центре северной прибортовой зоны в скважине 204 на Березовском месторождении получен приток воды с газом с глубины 5893 — 6050 м (горизонты В-25, 26, Т-1). Пластовое давление не замерено, однако ранее в скважине 71 в нижнем визе Березовского месторождения замерено гидростатическое пластовое давление. Таким образом, вода в скважине 204 Березовского месторождения является самой глубокой водой из горизонта с гидростатическим давлением и самой глубокой водой, полученной из нижневизейско-турнейского комплекса. Вода представлена расолом с минерализацией 321,5 г/дм³, хлоридным кальциево-натриевым составом ($\frac{rNa}{rCl} = 0,52$; $\frac{rCa}{rMg} = 11,2$). Отмечается несколько повышенное содержание брома — 335 мг/дм³ ($\frac{Cl}{Br} = 593$). Содержание йода — 18 мг/дм³, аммония — 292 мг/дм³. Сульфатность повышена (SO₄ — 2508 мг/дм³).

В горизонтах нижневизейско-турнейского комплекса, характеризующихся СГПД, как и в других комплексах, известны воды

как пониженной минерализации, так и весьма высокой. Воды относительно пониженной минерализации (50–150 г/дм³) отмечены на Рудовском и Свиридовском месторождениях в Сребненском прогибе. Для них характерно повышенное содержание гидрокарбонатов, хлорбромный коэффициент менее 1000.

На Мачехском месторождении пластовая вода турне из скважины 5 (глубина 5380–5448 м) имеет минерализацию 190–247 мг/дм³, коэффициент $\frac{rNa}{rCl} = 0,47–0,57$. Воды бессульфатные. Характерная особенность вод — очень низкое содержание брома (2,9–6,5 мг/дм³) и очень высокое содержание йода (137–169 мг/дм³).

На Горобцовском месторождении воды нижнего визе имеют минерализацию от 158 до 334 г/дм³, в большинстве проб более 250 г/дм³. Коэффициент $\frac{rNa}{rCl} = 0,41–0,60$. Вода бессульфатная.

Содержание брома — 36–166 мг/дм³, йода — 131–184 мг/дм³, аммония — 230–328 мг/дм³. В широких пределах изменяется минерализация (161–284 г/дм³) и другие гидрохимические показатели вод нижнего визе-турне на Руденковском месторождении.

На Ново-Мечебиловской площади минерализация вод нижнего визе достигает 255 г/дм³, сульфатность повышена (до 853 мг/дм³), содержание брома — 54 мг/дм³. Содержание йода невысокое (21,2 мг/дм³), но заметно повышено содержание аммония (до 648 мг/дм³).

В погруженной части северного борта на глубинах 1900–3545 м (скважина 315 профиля Шевченко-Близнецы, Дружелюбовская, Ново-Айдарская площади) узкой полосой развиты хлоридные кальциево-натриевые ($\frac{rNa}{rCl} = 0,55–0,64$) рассолы с минера-

лизацией 140–225 г/дм³, с наиболее высокой для C₁V₁-t-комплекса концентрацией брома, составляющей 400–550 мг/дм³, самым низким хлорбромным коэффициентом.

Несмотря на большую изменчивость минерализации и состава вод C₁V₁-t-комплекса и недостаточно четкие региональные тренды, можно выделить некоторые гидрохимические особенности этого комплекса, отличающие его от вышележащих каменноугольных комплексов.

Воды нижнего визе-турне за исключением крайнего северо-запада отличаются весьма высоким уровнем накопления каль-

ция, что находит свое отражение в низких, как правило, значениях коэффициента $\frac{rNa}{rCl}$ (0,45 – 0,55) и, наоборот, очень высоких значениях коэффициента $\frac{rCa}{rMg}$ (10 – 30 и более). Эту особенность

следует связывать с широким развитием в нижнем визе-турне полимиктовых и граувакковых песчаников и глубоким залеганием комплекса в зоне пластовых температур более 100° С. В этих условиях получают развитие процессы альбитизации основных плагиоклазов с уходом натрия в кристаллическую решетку и выходом в раствор кальция.

Другой особенностью вод C_1v_1 -t-комплекса является очень высокий уровень накопления йода в большинстве проб центральной и юго-восточной части региона (до 80 – 180 мг/дм³). Эту особенность следует связывать с вероятным накоплением йода в тканях ряда морских организмов, обитавших в древних морях, в частности среди рифообразующих организмов, что отмечается и в других регионах.

Газонасыщенность подземных вод нижневизейско-турнейского комплекса изучена слабо. Имеющиеся данные показывают, что здесь прослеживаются те же закономерности, что и в вышележащих комплексах карбона. В северо-западной части региона развиты углеводородно-азотные газы (Западно-Нежинская площадь). В центральной его части, начиная от Сребненской депрессии, на юго-востоке южной прибортовой зоны и в погруженной части северного склона повсеместно распространены углеводородные растворенные газы. Степень газонасыщенности подземных вод здесь часто достигает предельной (Левенцовская, Ново-Айдарская площади).

На Ново-Мечебиловской площади, как и в верхневизейском комплексе, получены углеводородно-азотно-углекислые водорастворенные газы.

Девонские комплексы

Девонская система в ДДВ распространена только в пределах рифтовой ее части. Отсутствие ее установлено также на Кошелевском выступе фундамента.

Девон наиболее полно изучен в Припятском прогибе, где он залегает на глубинах до 4 – 5,5 км и представлен тремя флюидонос-

ными комплексами, разделенными двумя соленосными толщами: надсолевым терригенно-карбонатным, межсолевым преимущественно карбонатным и подсолевым карбонатным в верхней части и терригенным в нижней части. Межсолевой и подсолевой комплексы являются промышленно нефтеносными в северной части прогиба (Речицкое, Осташковичское и другие месторождения). Притоки рассолов из песчаников, известняков и доломитов изменяются от ничтожных до 500 — 1200 м³/сут. В надсолевом комплексе подземные воды имеют минерализацию до 320 г/дм³ и преимущественно хлоридный натриевый состав. В межсолевом комплексе минерализация рассолов достигает 340 — 390 г/дм³, состав их хлоридный кальциево-натриевый. В подсолевом комплексе в погруженной части прогиба распространены рассолы с минерализацией 370 — 450 г/дм³, хлоридным кальциевым составом, с наиболее высоким содержанием брома (до 5,5 — 7,5 г/дм³), йода (до 130 — 220 мг/дм³), калия (до 13 — 18 г/дм³) и других микрокомпонентов.

В ДДВ девонские отложения имеют более сложное строение, что связано с широким развитием вулканогенных образований, сложными фациальными замещениями и соляно-купольной тектоникой. Вскрыты они в северо-западной части региона, где залегают на глубинах от 2,5 до 4 км, в юго-западной прибортовой части на глубинах до 4 — 5 км и в северной прибортовой части на глубинах до 5,5 км. На большей части ДДВ девон залегает на глубинах более 6 — 7 км и не вскрыт бурением.

Надсолевой комплекс верхнего фамена широко развит на северо-западе региона. Он представлен красноцветной вулканогенно-терригенной толщей, мощность которой изменяется от 40 до 2500 м, достигая максимальных значений в разрезах с широким развитием вулканогенных пород. Песчаники полимиктовые, олигомиктовые, часто с большим количеством обломков эффузивных пород. Пласты и линзы песчаников имеют толщину от 5 до 20 м при суммарной толщине 170 — 320 м. Сложный минеральный состав, отсутствие сортировки и обилие глинистого цемента (от 10 — 15 до 20 — 35 %) обуславливают низкие коллекторские свойства песчаников. Даже на умеренных глубинах (2,5 — 3,0 км) они относятся к V — VI классам по А. А. Ханину.

Притоки воды из опробованных горизонтов комплекса не превышают 10 — 25 м³/сут при значительных понижениях уровня.

Восточнее линии Ромны-Исачки получают развитие сероцветные карбонатно-терригенные морские отложения верхнего фамена, что создает более благоприятные литолого-фациальные условия формирования коллекторов. В скважине 4 Валюховского месторождения в озерско-хованском горизонте на глубине 5,4 км встречен кварцевый песчаник с открытой пористостью 17,5 % и проницаемостью 1,144 мкм².

Глинистые и карбонатно-глинистые отложения, разделяющие песчано-алевритовые горизонты надсолевого девона, образуют локальные и зональные покрывки толщиной до 160 м групп В и С.

Притоки газа из надсолевого комплекса получены на Яблунковском, Валюховском и других месторождениях. На Валюховском месторождении в девоне выделены продуктивные горизонты Фм-1 и Фм-2.

Верхний соленосный комплекс (данково-лебедянские слои верхнего фамена) в ДДВ ограниченно распространен в четырех изолированных депрессиях северной и южной прибортовых зон. Толщина каменной соли составляет 300 — 400 м.

В Припятском прогибе, где верхняя соленосная толща развита повсеместно и имеет большую толщину (до 2900 м), в ней содержатся прослой и линзы терригенных и карбонатных пород. На Ельской и Южно-Валавской площадях из таких внутрисолевых линз получены притоки рассолов самоизливом под сверхгидростатическими давлениями. Дебиты скважин составляли 10 — 240 м³/сут, а на Ельской площади отдельные скважины фонтанировали с расходом 1550 — 1730 м³/сут. Пластовое давление на Южно-Валавской площади составило 69,5 МПа на глубине 3717,5 м, коэффициент аномальности — 1,905. На Ельской площади коэффициент аномальности достигал 1,986.

В ДДВ в верхней соли девона такие внутрисолевые рассолоносные линзы до настоящего времени не встречены.

Межсолевой комплекс (задонский и елецкий горизонты нижнего фамена) развит в прибортовых палеодепрессиях и сложен двумя формациями, общая толщина которых в осевых частях палеодепрессий достигает 2,5 — 3,5 км. Верхняя, песчано-алевро-черносланцевая формация, по А. Е. Лукину, представлена чередованием пелитоморфных черносланцевых пород с гравелитами, песчаниками и алевритами, доля которых в южной приборто-

вой зоне возрастает до 30 %. Нижняя, карбонатно-глинистая рифогенно-черносланцевая, формация на склонах палеодепрессий представлена рифогенно-карбонатными образованиями, а в приосевых их зонах развиты черносланцевые («доманикоидные») отложения, сложенные тонкоритмичным чередованием черных аргиллитов и глинисто-силицит-карбонатных пород.

Песчаные породы нижнего фамена имеют граувакко-аркозовый, мезо- и полимиктовый состав, характеризуются низкой степенью сортировки, высоким содержанием глинистого материала и повышенной степенью структурных преобразований. Эти факторы обуславливают их низкую проницаемость (не более $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$) при значительных колебаниях пористости (3–12 % иногда до 15–20 %), что позволяет отнести их к V–VII классам коллекторов. На северо-западе ДДВ в северной прибортовой зоне из терригенных пород на Ядутовской и Кинашевской площадях с глубин 2020–2970 м получены небольшие притоки нефти, составившие 1,5–8,5 м³/сут. Из плотных интенсивно трещиноватых флишoidных пород в скважине 12 Руденковского месторождения в южной прибортовой зоне получен промышленный приток газа.

Среди карбонатных пород девона основные коллекторы связаны с кавернозно-вторичнопоровыми доломитами и доломитизированными известняками, большую роль в формировании которых сыграли процессы вторичной доломитизации биоморфных известняков с участием высокомагниевого рассола. Образующиеся таким путем «губчатые» доломиты являются основным типом промышленно нефтеносных коллекторов в девоне Припятского прогиба. В ДДВ такие коллекторы связаны с рифогенно-карбонатными породами с открытой пористостью 8–15 %. Они встречены на Борковской, Ивашковской и других площадях, где отмечались разнообразные нефтегазопроявления. На Голиковской площади из задонских рифогенных коллекторов получен промышленный приток газа.

Притоки воды, полученные при опробовании водоносных горизонтов задонско-елецких отложений, невелики. Даже при залегании их на глубинах 1300–2600 м они составляют от 2 до 22 м³/сут, иногда до 55 м³/сут, при среднединамических уровнях 370–900 м. Коэффициенты продуктивности – 0,8–3,0 м³/сут МПа, иногда доходят до 1,4 м³/сут МПа. Во многих случаях притоки флюидов не получены. Небольшие притоки воды (до 32 м³/сут) получены также на юго-востоке южной прибортовой зоны

с глубин 3900—4800 м. Статические уровни устанавливались на глубинах 200—300 м.

Нижний соленосный комплекс (верхи воронежского, елановско-ливенский горизонты верхнего франа) отсутствует на выступах фундамента, а в погруженных частях его толщина достигает 2 км в ядрах соляно-купольных структур. Соленосная толща сложена в основном непроницаемыми породами — каменной солью, ангидритами, аргиллитами — и является региональным флюидоупором. На ряде площадей выявлены внутрисолевые прослой и линзы доломитов, известняков и песчаников с открытой пористостью от 7—10 до 12—17 %. На Сагайдакской структуре при опробовании внутрисолевых терригенно-карбонатных пород на глубинах 4600—5015 м получены притоки высококонцентрированных рассолов с нефтью и газом под СГПД. В скважине 60 пластовое давление на глубине 4800 м составило 98,6 МПа, коэффициент аномальности — 2,09. Это наиболее высокое значение коэффициента аномальности, зафиксированное в ДДВ. Приток рассола под СГПД получен также на Братешковской площади.

Подсолевой комплекс (средний и нижний фран, эйфель) сложен тремя толщами (сверху вниз): эффузивно-карбонатной, карбонатной и терригенной. Эффузивно-карбонатная толща имеет мощность от 200 м на выступах фундамента и до 1400 м во впадинах и представлена эффузивами, песчано-туфогенными образованиями, известняками и аргиллитами. Развитие коллекторов связывается с трещиноватостью и выщелачиванием карбонатного вещества. Карбонатная толща мощностью 25—55 м сложена скрытокристаллическими трещиноватыми известняками, а на отдельных площадях (Грибова Рудня и др.) встречаются органические доломитизированные известняки и доломиты с открытой пористостью 4—7 %, иногда до 12—15 % и невысокой проницаемостью, обычно не превышающей $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Терригенная толща представлена переслаиванием мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью 75—100 м. На выступах фундамента суммарные мощности песчаных тел составляют до 30 % общей мощности. Наряду с окварцованными и карбонатизированными малопроницаемыми песчаниками встречаются песчаники с открытой пористостью до 18—20 %, обусловленной выщелачиванием известкового цемента.

Промышленная нефтеносность франского яруса установлена на Бугреватовском и Козиевском месторождениях в северной прибортовой зоне на глубинах 3600—4115 м. Нефть здесь, как и в нижнем карбоне этих месторождений, недонасыщена растворенным газом. Пластовые давления соответствуют гидростатическим.

Фонтан газа из воронежского горизонта с глубины 5233—5379 м получен в скважине 11 на Богатойском месторождении в южной прибортовой зоне. Дебит скважины — 115 тыс. м³/сут. Пластовое давление (70,2 МПа) является аномально высоким ($K_a = 1,37$). Газ получен также на Шкурупиевской площади. Фонтаны газа с пластовой водой из подсолевого девона отмечались также на Зачепиловской, Левенцовской и других площадях южной прибортовой зоны.

Притоки рассолов при опробовании водоносных горизонтов подсолевого девона изменяются в пределах 1—32 м³/сут при значительных понижениях уровней. Коэффициенты продуктивности не превышают 7 м³/сут МПа. Во многих случаях притоки вообще не получены. Статические уровни устанавливались на глубинах 140—225 м. Пластовые давления на глубинах до 3 км гидростатические. На Искровской площади при опробовании нескольких горизонтов на глубинах 3885—3960 м отмечены несколько повышенные пластовые давления с коэффициентом аномальности 1,18—1,20. В газонасыщенных рассолоносных горизонтах на глубинах 3,5—5,3 км давления сверхгидростатические.

В целом девонские комплексы ДДВ по сравнению с каменноугольными и девоном Припятского прогиба характеризуются низкой флюидоносностью. Это связано с широким развитием слабопроницаемых пород (каменная соль, глинистые породы, вулканогенные образования) и, как правило, низкими коллекторскими свойствами песчаных и карбонатных пород, что обусловлено их слабой отсортированностью, высокой глинистостью, высокой степенью минеральных и структурных преобразований даже на сравнительно небольших глубинах. Лишь в отдельных случаях при благоприятном сочетании литолого-фациальных и категенетических факторов (преимущественно кварцевый состав песчаников, биогермные известняки, развитие вторичной доломитизации и выщелачивание известняков, трещинообразование и др.) формируются участки с высокими коллекторскими свойствами пород. Однако пространственные закономерности развития таких резервуаров по существу не выяснены.

На большинстве площадей северо-западной части ДДВ в девоне на глубинах до 3 км распространены рассолы с минерализацией 150–260 г/дм³ хлоридного натриевого состава с невысоким содержанием брома (60–230 мг/дм³), хлорбромным коэффициентом 600–2000 и повышенной сульфатностью ($\frac{rSO_4}{rCl} \cdot 100 =$

$= 0,4 - 1,1$). На Шаповаловской площади в задонско-елецком горизонте содержание брома увеличивается до 400 мг/дм³. На Борковской и Грибово-Руднянской площадях рассолы имеют минерализацию 260–280 г/дм³ и хлоридный кальциево-натриевый состав. Содержание брома здесь возрастает до 587 мг/дм³ на Борковской площади и до 1049 мг/дм³ на Грибовой Рудне.

В кепроках соляных штоков и прилежащих к штокам отложениях девона встречаются рассолы с минерализацией 270–310 г/дм³, целиком состоящие из раствора хлористого натрия ($\frac{rNa}{rCl} = 0,99$) с малым содержанием брома (17–32 мг/дм³) и вы-

соким содержанием сульфатов (до 2,5–3,3 г/дм³), являющимися типичными рассолами выщелачивания каменной соли, и иногда даже относящиеся к сульфатнатриевому типу по В. А. Сулину. Такие хлоридные натриевые рассолы встречены на Роменском, Петрово-Роменском, Поздняковском штоках.

На юго-востоке северной и южной прибортовых зон на глубинах 2,5–4,8 км рассолы девона имеют минерализацию 210–310 г/дм³, хлоридный, кальциево-натриевый состав с высоким содержанием хлористого кальция (до 40–50 %экв). Содержание брома в них невысокое (100–350 мг/дм³), а иногда и меньше (20–55 мг/дм³ на Искровской площади). В ряде случаев отмечено высокое содержание йода (до 85–120 мг/дм³ и более на Зачепиловской структуре). Содержание сульфатов колеблется от ничтожного (16,5 мг/дм³ на Бугреватовском месторождении) до повышенного (630 мг/дм³ на Искровской площади).

Наиболее высокоминерализованные рассолы (350–360 г/дм³) встречены во внутрисолевых отложениях девона на Сагайдакской структуре на глубине 4,6–4,8 км. Они имеют хлоридный натриево-кальциевый состав (содержание хлористого кальция 52–55 %экв, $\frac{rNa}{rCl} = 0,38 - 0,42$) и характеризуются наиболее вы-

соким из известных в ДДВ содержанием брома (1940–2476 мг/дм³,

$\frac{Cl}{Br} = 90 - 110$), а также высоким содержанием других микрокомпонентов (I, B, NH_4 , Li, Rb, Cs).

Имеется ограниченное количество данных по составу растворенных газов и степени газонасыщенности подземных вод девона. В северо-западной части ДДВ на Олишевской площади растворенный в рассоле газ содержит 32,37 % метана, 2,02 % гомологов метана и 65,5 % азота. Концентрация газа в воде $200 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, коэффициент газонасыщенности ($P_r/P_{\text{пл}}$) равен 0,14. На Шаповаловской площади содержание метана в газе 35–42 %, гомологов метана – 3,4–6,3 %, метановый коэффициент ($\frac{CH_4}{\Sigma TУ}$) составляет

6–12, содержание азота – 54,5–56,7 %. Газосодержание – $180 - 270 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, коэффициент газонасыщенности – 0,16–0,23. Сходный состав имеет водорастворенный газ в законтурных водах нефтяных месторождений Припятского прогиба, где воды так же, как и нефть, недонасыщены растворенным газом.

К юго-востоку содержание метана в водорастворенном газе и степень газонасыщенности подземных вод увеличиваются. На Чернухинской структуре содержание метана составляет 74,9–94,2 %, газосодержание достигает $604 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а коэффициент газонасыщенности – 0,31.

На Зачепиловской и Левенцовской площадях на юго-востоке южной прибортовой зоны водорастворенные газы имеют метановый состав (CH_4 – 94–98 %, тяжелые углеводороды (ТУ) – 2,3–3,6 %), газосодержание достигает $1206 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, и подземные воды предельно насыщены растворенным газом.

Имеющиеся данные показывают, что в девоне прослеживаются те же закономерности распределения водорастворенных газов, что и в карбоне: содержание метана в газе и степень газонасыщенности подземных вод увеличиваются с северо-запада на юго-восток.

Флюидоносность архейско-нижнепротерозойского фундамента

Кристаллические метаморфические и магматические породы нижнего протерозоя и архея, представленные гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мигматитами, гранитами, основными и ультраосновными породами, образуют фундамент ДДВ.

В приподнятых частях склонов в верхней трещиноватой зоне пород фундамента развиты пресные подземные воды. Так, в районе Курской магнитной аномалии выделяется рудно-кристаллический водоносный горизонт с пресными водами на глубинах около 300 м. В районе Кременчуга в трещиноватых породах фундамента встречены соленые воды (Галещина).

Глубокое бурение показало, что в толще кристаллических пород фундамента зоны трещиноватости имеются и на значительных глубинах. Так, еще в 50-х гг. на западной окраине Киева в Ново-Беличах скважина прошла по породам фундамента в интервале 290 — 1927 м и встретила трещиноватые водоносные зоны на глубинах 360, 600, 800 и 1416 м. Минерализация воды с глубиной увеличивается от 17 — 41 до 62 — 200 г/дм³.

В последние десятилетия наличие зон выветривания и трещиноватости в породах фундамента установлено на многих площадях погруженной части северо-восточного склона ДДВ. Впервые фонтан высокогазонасыщенной нефти дебитом 69 м³/сут был получен на Хухринской площади при опробовании верхней части фундамента в интервале 3200 — 3280 м. Кристаллические породы представлены катаклазированными милонитизированными гранитами и гранитоидами, в толще которых отмечены мелкокавернозные и трещиноватые интервалы с пористостью 8 — 16 %. Впоследствии нефть из пород докембрийского фундамента получена на Гашиновской площади, а фонтаны газа наблюдались на Юльевском и Коробочкинском месторождениях.

Притоки рассолов из трещиноватых пород нижнего протерозоя получены на Безлюдовском, Гашиновском, Юльевском месторождениях, а также на Анновской, Двуречанской, Молодовской, Таганской, Шубинской, Кадницкой и других площадях с глубин от 1170 до 3900 м. Величина притоков изменяется от 0,13 — 7,4 до 54 — 96 м³/сут при различных понижениях уровней от 195 до 1253 м.

В ряде случаев притоки рассолов получены из интервалов, расположенных на 300 — 500 м ниже поверхности фундамента. Так, в скважине 676 Двуречанской площади, где кристаллический фундамент вскрыт на глубине 1165 м, при опробовании интервала 1650 — 1670 м получен приток воды, составивший 15,5 м³/сут при среднединамическом уровне 502,5 м. Однако при опробовании интервала 1695 — 1720 м приток не был получен. Не получены притоки и при опробовании ряда интервалов и в других скважинах. Это говорит о

сложном распределении зон трещиноватости. Развитие трещиноватости может быть связано с палеозоогенными и тектоническими процессами. Образующиеся при этом резервуары имеют сложную конфигурацию и в общем небольшие размеры, а водоносность фундамента в общем невелика и носит спорадический характер.

Статические уровни при опробовании водоносных зон фундамента устанавливаются на глубинах 100 — 200 м от устья скважин. Пластовые давления как в водоносных, так и в газонефтеносных резервуарах соответствуют гидростатическим с коэффициентом пластового давления (K_p), колеблющимся в пределах 1,01 — 1,10. В ряде случаев отмечается тенденция некоторого снижения приведенного пластового давления в трещиноватых зонах фундамента по сравнению с залегающими выше горизонтами карбона (Юльевское месторождение, Анновская площадь), что позволяет предполагать возможность «засасывания» флюидов из осадочно-го чехла в резервуары фундамента.

Воды, полученные при опробовании трещиноватых зон кристаллического фундамента, представлены рассолами хлоркальциевого типа хлоридного кальциево-натриевого состава. Минерализация их увеличивается от 65 — 130 г/дм³ на глубинах 1170 — 1300 м до 148 — 220 г/дм³ на глубинах 1600 — 3700 м. Содержание брома изменяется в пределах 110 — 310 мг/дм³, хлорбромный коэффициент — 294 — 613, чаще всего 340 — 440. Содержание сульфатов — от 62 до 965 мг/дм³. Содержание йода, бора и аммония невысокое.

В целом рассолы из трещиноватых зон фундамента имеют такой же состав, как и в перекрывающих их отложениях карбона, откуда они могли опуститься в трещиноватые зоны кристаллических пород.

Водорастворенные газы из трещиноватых зон фундамента имеют разнообразный состав — такой же, как и в перекрывающих их отложениях нижнего карбона. В скважине 676 Двуречанской площади в самой верхней части фундамента (1170 — 1200 м) газы азотные с очень низким содержанием метана (1,25 %) и относительно повышенным содержанием гомологов метана (0,54 %). Содержание растворенного газа в воде очень низкое — 29 см³/дм³. Такие же особенности состава водорастворенных газов отмечены в нижнем карбоне. В более глубоких трещиноватых зонах фундамента на глубинах 1242 и 1650 м растворенный газ практически отсутствует (не удалось выделить).

На Анновской и Молодовской площадях на глубинах 1200—2000 м водорастворенный газ имеет азотно-метановый и метано-во-азотный состав с содержанием метана от 38 до 65 %. Концентрация газа в воде изменяется в пределах 60—250 см³/дм³. В скважине 675 Шубинской площади на глубине 2100 м содержание метана в водорастворенном газе возрастает до 77,8 %, а концентрация газа в воде достигает 540 см³/дм³.

Во всех случаях в составе водорастворенного газа из трещиноватых зон фундамента отмечено очень высокое содержание гелия, достигающее почти 6 % в скважине 662 Молодовской площади.

В разрезе ДДВ прослеживаются следующие закономерности изменения степени водообильности флюидоносных комплексов в пределах нижнего гидрогеологического этажа.

Юрские и триасовые комплексы характеризуются высокой водообильностью. Здесь имеются достаточно мощные и выдержанные по площади водоносные горизонты с высокими коллекторскими свойствами, способные обеспечить притоки воды в скважины 500—1000 м³/сут и более.

Практически безводна большая часть разреза нижнепермской соленосной формации со слабой локальной водоносностью внутрисолевого карбонатов. Исключение составляют рифогенные карбонаты в краевых зонах распространения формации (Леляковское месторождение). Слабоводоносной является верхняя красноватая часть нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса на юго-востоке ДДВ.

Высокой водообильностью отличаются каменноугольные комплексы там, где они залегают на относительно небольших глубинах в зоне слабой катагенетической измененности пород (до градации МК₂). Здесь в особенности на северо-западе, в центре и в прибортовых зонах на юго-востоке имеются мощные (до 50—100 м), достаточно выдержанные по площади высокопористые и высокопроницаемые водоносные горизонты, притоки из которых достигают 700—1000 м³/сут и более.

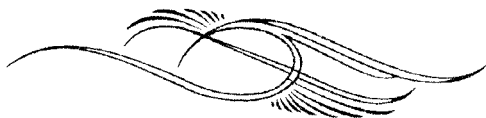
Каменноугольные комплексы, залегающие в зонах высокой степени постседиментационных преобразований (градации МК₃ и выше), приобретают остаточного-очаговый и трещинно-жильный характер водоносности со СПД в локальных замкнутых резервуарах. Фонтаны воды иногда могут быть значительными,

но дебит быстро снижается. Низкой водоносностью характеризуются девонские комплексы, что связано с широким развитием слабопроницаемых пород (каменная соль, глинистые породы), заглинизированностью и засоленностью коллекторов, высокой степенью постседиментационных преобразований.

На больших глубинах в карбоне и девоне развиты мощные толщи практически безводных пород.

Слабой трещинно-жильной водоносностью отличаются также породы кристаллического фундамента.

РАЗДЕЛ 4



ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ДДВ

Глубокое поисково-разведочное бурение на нефть и газ позволило получить обширный материал по распределению температур в недрах региона. Полные термограммы и точечные замеры температур при исследовании нефтегазовоносных горизонтов имеются более чем по 5000 скважинам. Обобщению материалов по геотермии региона посвящены работы Ю. С. Застежко, В. А. Терещенко, А. И. Лурье [45], В. А. Кривошеи [78], В. И. Лялько, Р. И. Кутаса [84], М. М. Митника, Р. М. Новосилецкого, А. Ю. Полутранко [53] и других исследователей. Результаты этих исследований позволяют достаточно полно охарактеризовать геотемпературные условия Днепровско-Донецкого артезианского бассейна.

В региональном плане геотемпературное поле Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба характеризуется показателями, типичными для большинства регионов Восточно-Европейской платформы. Плотность теплового потока изменяется здесь в пределах 40–50 мВт/м². В местах пересечения глубинных разломов, по данным Р. И. Кутаса, она возрастает до 65,3 мВт/м². Это выше, чем на Украинском щите, где она составляет 30–40 мВт/м², а местами и ниже 30 мВт/м², и на Воронежской антеклизе (около 40 мВт/м²),

однако значительно ниже, чем в пределах эпигерцинской складчатой области Западной Европы и Альпийского орогенического пояса, где плотность теплового потока значительно выше (до $70 - 100$ мВт/м²) и отличается большей дифференцированностью [84].

Наиболее высокие замеренные температуры зарегистрированы на структурах юго-восточной части региона. Так, на Северо-Волвенковском поднятии в скважине № 21 на глубине 5401,5 м замерена пластовая температура 177°C . На Шебелинском месторождении на глубине 5602 м пластовая температура составляет 168°C . В центральной части ДДВ даже на несколько больших глубинах температуры меньше. На Перевозовском месторождении на глубине 6261 м пластовая температура составляет $158,6^{\circ}\text{C}$, на Ключниковской структуре на глубине 6139 м она равна 138°C .

В пределах исследуемого региона геотемпературный градиент изменяется от $3,9^{\circ}\text{C}/100$ м вблизи окраин Донбасса до $1,7^{\circ}\text{C}/100$ м в северо-западной части бассейна (Чернигов, Жеведь). Самые низкие значения геотемпературного градиента ($1,54 - 1,68^{\circ}\text{C}/100$ м) установлены на Ново-Украинской и Распашновской структурах в приосевой погруженной зоне впадины, характеризующейся развитием мощных соляных тел.

На картах-срезах выделяются более прогретые и слабо прогретые районы. Слабо прогретыми районами являются северный и южный борта впадины, район Брагинско-Черниговского выступа и приосевая зона впадины, начиная от Сребненской депрессии, особенно в юго-восточной части, отмечаемой максимальными толщинами нижнепермской соленосной толщи и развитием соляных куполов. На срезе 3000 м пластовые температуры в этих районах составляют $70 - 80^{\circ}\text{C}$, в приосевой юго-восточной зоне — $60 - 70^{\circ}\text{C}$. На срезе 5000 м в последней зоне температура не превышает $85 - 90^{\circ}\text{C}$ [53].

Более прогретыми районами являются северная и южная прибортовые зоны, район к северо-западу от Сребненской депрессии (Холмы, Великозагоровка, Прилуки) и северо-западные окраины Донбасса. На срезе 3000 м пластовые температуры в прибортовых зонах составляют $90 - 100^{\circ}\text{C}$, а на окраинах Донбасса — $100 - 120^{\circ}\text{C}$, достигая значений $130 - 140^{\circ}\text{C}$ в сводах некоторых открытых палеозойских поднятий (Ново-Мечебиловская, Красно-Оскольская структуры). На срезе 5000 м температура в прогретой зоне превышает 160°C , а на указанных структурах достигает $200 - 210^{\circ}\text{C}$ [53].

Основными факторами, определяющими региональную дифференциацию теплового поля, являются вариации глубинного теплового потока, общая толщина осадочного чехла и соответственно глубина залегания кристаллического фундамента, распределение масс каменной соли и условия миграции подземных флюидов. Зона южного краевого нарушения в его юго-восточной части, отмечаемая контрастными положительными температурными аномалиями на различных срезах, выступает как область региональной ступенчатой разгрузки подземных вод на различных уровнях, что отмечалось уже в первых работах по геотермии региона [45].

Наименее прогретый район в приосевой зоне на юго-востоке на участке Распашновско-Чутовского и Крестищенского поднятий совпадает с развитием мощных тел девонской и нижнепермской соли, выходящих на высокие гипсометрические уровни. Каменная соль, обладающая высокой теплопроводностью, отводит тепло от окружающих пород в верхние части разреза, где оно рассеивается, и таким образом охлаждает прилежащие толщи пород.

На региональном фоне распределения пластовых температур выделяются локальные положительные температурные аномалии, приуроченные к отдельным структурам. Одна из наиболее контрастных температурных аномалий хорошо изучена на Шелбинской структуре. Здесь в периклинальной части складки на глубине 3000 м температура составляет 80°C при геотемпературном градиенте $2,43^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а в своде на этой же глубине она возрастает до 100°C при увеличении геотемпературного градиента до $3,08^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Таким образом, амплитуда аномалии составляет $18-20^{\circ}\text{C}$ [45]. Положительные геотемпературные аномалии прослеживаются также по Красно-Поповском, Шевченковском, Спиваковском и других месторождениях, Ново-Мечебилловской, Велико-Загоровской, Журавковской и других структурах.

Образование локальных аномалий определяется действием нескольких факторов. Уже само существование положительной структуры, действующей на тепловой поток, как линза, создает эффект фокусирования кондуктивного потока тепла в своде структуры. Наличие погруженных соляных куполов также обуславливает подвод дополнительного тепла в толщу пород над соляными телами. Существование восходящей разгрузки флюидов, характерное для большинства поднятий, приводит к конвек-

тивному выносу тепла из глубоких горизонтов в вышележащие части разреза. На Шебелинском месторождении, приуроченном к высокоамплитудной складке с глубокопогруженным соляным диапиром и явными признаками восходящей миграции воды и газа по многочисленным тектоническим нарушениям, действуют все три указанных механизма, что и приводит к появлению контрастной геотемпературной аномалии. На поднятиях небольшой высоты и неосложненных соляными диапирами температурные аномалии обычно не превышают нескольких градусов.

Представляют интерес закономерности распространения в недрах региона перегретых подземных вод с температурой более 100°C . Во-первых, такие воды могут представлять интерес как высокопотенциальные ресурсы для получения электроэнергии на ГеоТЭС. Во-вторых, при температурах более 100°C интенсифицируются различные процессы взаимодействия в системе вода – порода.

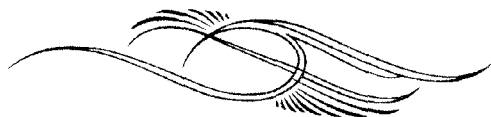
Глубина залегания изотермы $+100^{\circ}\text{C}$ изменяется от 2800–3000 м до 5000–5500 м. На этих глубинах, как правило, резко ухудшаются коллекторные свойства песчано-алевритовых горизонтов и снижается степень их водообильности. На глубинах более 4–5 км водоносность имеет спорадический характер, а минерализация подземных вод, хотя часто снижается, однако остается достаточно высокой. Поэтому, несмотря на наличие на этих глубинах резервуаров со СГПД, получение устойчивых притоков перегретых вод является проблематичным.

Пластовые температуры на поверхности фундамента и соответственно в основании осадочной толщи изменяются от значений менее 75°C в северо-западной части региона и на бортах до $300–500^{\circ}\text{C}$ в наиболее погруженной юго-восточной части бассейна при глубине залегания фундамента 10–15 км, а на северо-западных окраинах Донбасса могут достигать $600–650^{\circ}\text{C}$ при глубине фундамента около 18 км. Таким образом, в этих частях региона при глубине залегания фундамента глубже 10 км нижние горизонты осадочного чехла оказываются уже в зоне низкотемпературного метаморфизма.

Палеотемпературы, определяемые по показателю отражательной способности витринита и определяющие степень катагенетического изменения пород и органического вещества, могут быть выше современных пластовых температур. Сопоставление современных и палеотемператур в недрах региона показывает,

что в приосевой низкотемпературной зоне на участке от Сребненской депрессии до Мелиховского поднятия, где в течение всей истории развития преобладали погружения, их значения отличаются мало. Палеотемпературы здесь могут превышать современные на $20 - 30^{\circ}\text{C}$, что может быть связано с несколько более напряженным геотермическим режимом в палеозое по сравнению с современным. На окраинах Донбасса палеотемпературы существенно превышали современные. Эта разница достигает $70 - 100^{\circ}\text{C}$, что обусловлено значительной амплитудой восходящих инверсионных движений в этой части региона.

РАЗДЕЛ 5



ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДДВ

В течение длительной истории развития ДДВ неоднократно чередовались седиментационные и инфильтрационные этапы. В зависимости от особенностей строения и других факторов захороняемые с осадками седиментогенные воды могли сохраняться в породах в течение длительного времени или вытеснялись инфильтрогенными водами в периоды континентальных перерывов.

В течение длительного времени в докембрии, раннем и в начале среднего палеозоя исследуемая территория представляла часть Сарматского щита. Формирование подземных вод в это время проходило в зонах трещиноватости кристаллических пород. На протяжении значительной части этого огромного отрезка времени, по-видимому, господствовали аридные условия и могли формироваться минерализованные воды континентального засоления. Однако сформировавшиеся в это время воды практически не имели шансов сохраниться в ходе длительной истории геологического развития региона.

Расчлененный рельеф и интенсивное образование дизъюнктивных нарушений способствовали развитию экзогенной и тек-

тонической трещиноватости. На последующих этапах развития эти зоны трещиноватости могли заполняться седиментогенными рассолами, которые в определенных условиях могли сохраняться вплоть до настоящего времени.

В среднем девоне активизация процессов в верхней мантии привела к формированию глубинных разломов, образованию сводового поднятия, а начиная с живецкого века, началось опускание по зонам разломов и формирование Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена. С этого времени начинается длительный процесс непрерывно-прерывистого осадконакопления в регионе.

В средне- и верхнедевонскую эпохи осадконакопление протекало в чрезвычайно разнообразных условиях, которые неоднократно и резко изменялись как во времени, так и по площади бассейна. Континентальные условия сменялись лагунными и морскими. Периодически активизировалась вулканическая деятельность как в наземных, так и в подводных условиях. Вместе с интенсивно накапливавшимися разнообразными осадками захоронялись разнообразные по степени минерализации и составу воды.

Решающим моментом для формирования подземных вод в девонском периоде было периодическое возникновение осолоненных бассейнов, в которых протекала эвапоритовая седиментация. Такие бассейны существовали в евлановско-ливенское и данково-лебедянское время. Эвапоритовая седиментация в условиях резко аридного климата доходила до стадии садки галита, а на отдельных участках и калийно-магнезиальных солей (Припятский прогиб). Тяжелые рассолы, связанные с эвапоритовыми бассейнами, заполняли не только соленосные осадки, но и опускались в подстилающие формации различного состава и генезиса, вытесняя из них ранее накопившиеся подземные воды. Поскольку развитие солеродных бассейнов иногда совпадало по времени с вулканической активностью, на состав захороняемых рассолов могли оказывать определенное влияние вулканические экзгаляции. В частности, рассолы и морские воды могли вовлекаться в термоартезианскую циркуляцию, в процессе которой они обогащались глубинными компонентами, как это происходит в современных рифтовых зонах [141].

Развитие территории в этот рифтогенный этап происходило в условиях действия растягивающих тектонических напряжений, поэтому седиментогенные рассолы легко могли не только опускаться в подстилающие эвапоритовые формации породы

осадочного чехла, но и пропикали по развивающимся тектоническим разломам в кристаллические породы фундамента.

Соленосные толщи запечатали нижележащие части разреза и определили возможность сохранения захоронившихся рассолов на всех последующих этапах развития территории, о чем свидетельствует развитие седиментогенных рассолов во внутрисолевых, межсолевых и подсолевых отложениях девона.

В турне — раннем визе палеогеографическая обстановка на исследуемой территории характеризовалась существованием морского бассейна на юго-востоке и аллювиальной равнины в северо-западной части региона. Прогибание, как и в девоне, происходило в пределах рифтогена. Климат стал влажным, субтропическим. На северо-западе накапливались аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские образования. На юго-востоке в пределах рифтогена располагалась область некомпенсированного прогибания, где накапливались глубоководные глинисто-кремнистые осадки, в том числе обогащенные органикой доманикоидные образования. Эта впадина окаймлялась областью карбонатного осадконакопления, в краевой части которой периодически возникали условия для образования карбонатных рифов и других биогермных построек [91].

В этой обстановке на значительной части региона в осадках захоронялись воды нормально морских бассейнов седиментации, а на северо-западе в условиях достаточного увлажнения могли захороняться воды опресненных и пресноводных бассейнов седиментации. Кратковременные перерывы в осадконакоплении могли привести здесь к частичному вытеснению седиментогенных вод инфильтрогенными.

Начиная с позднего визе, регион вступает в длительный этап пострифтового прогибания, продолжавшегося до начала поздней перми в течение миллионов лет. В позднем визе в замедленное погружение вовлекаются бортовые части ДДВ. В течение большей части каменноугольного периода палеогеографическая обстановка в регионе характеризовалась многократной сменой континентальных, прибрежно-морских и морских условий осадконакопления в условиях преобладания влажного тропического климата.

В это время накопилась мощная полигенетическая угленосная формация, представляющая собой переслаивание песков, глин, каменных углей и известняков общей толщиной до 10—12 км.

С осадками захоронялись воды пресноводных, опресненных и нормально морских бассейнов седиментации. Последние вытесняли опресненные воды из подстилающих отложений и нормально морские воды становились основным фоном в этой толще.

Континентальные перерывы в течение долгого этапа развития возникали неоднократно, однако в центральной части бассейна они были кратковременными и обычно не превышали 0,5 — 1,0 млн лет. Несколько более продолжительными они были на склонах — до 4—5 млн лет. Во время перерывов происходили промывы верхних частей разреза пресными инфильтрационными водами. Однако эти потоки не захватывали глубоких частей разреза, а новые трансгрессии приводили к вытеснению пресных вод новыми порциями соленых морских вод.

Интенсивное осадконакопление сопровождалось развитием элизионных геогидродинамических систем геостатического типа. В нижних частях разреза карбона началось вторичное осолонение нормально морских вод хлористым натрием, поступающим из девонских соленосных толщ.

Начиная с московского века, в северо-западной части региона начинается аридизация климата, откуда она постепенно распространяется на юго-восток, и к концу карбона аридные климатические условия охватывают всю исследуемую территорию. Прекратилось угленакопление, и преобладала красноцветная терригенная седиментация. При этом могли развиваться процессы континентального засоления и в пестроцветных и красноцветных толщах могли захороняться воды повышенной минерализации.

На границе карбона и перми в юго-восточной части Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена происходит инверсия геотектонического режима. Развивается складкообразование и начинается подъем территории, приведшие к образованию Донецкого складчатого сооружения. В Приднепровском грабене интенсивное погружение продолжается и в ранней перми. В картамышское время здесь существовал огромный такыр, где в условиях резко аридного климата отлагались красноцветные осадки.

Начиная с никитовского времени, в эту бессточную впадину периодически прорываются морские воды, которые в условиях полузамкнутого и замкнутого бассейнов быстро осолоняются, и начинается эвапоритовая седиментация, которая в святогорском, торском, брянцевском и краспосельском циклах завершилась отложением мощных толщ каменной соли, а в краматорское время

доходила до садки бишофита и калийных солей. Вместе с эвапоритами в пустотах осадков захоронялись значительные объемы остаточных рассолов в основном гипсовой и галитовой стадий осолонения.

В процессе уплотнения и консолидации осадков отжимавшиеся тяжелые рассолы в значительных количествах по тектоническим нарушениям и литологическим окнам опускались в подстилающие толщи карбона, вытесняя из коллекторов ранее накопившиеся менее минерализованные и более легкие воды. Такие рассолы наиболее глубоко проникали в подстилающие отложения в прибортовых частях вплоть до нижнего карбона. В центральной части глубокое опускание нижнепермских рассолов тормозилось значительным уплотнением коллекторов, произошедшим уже к этому времени, а также вторичным осолонением и утяжелением морских вод вблизи девонских соленосных толщ и соляных куполов.

Развитие в нижнем и среднем карбоне рассолов гипсовой стадии осолонения в погруженной части северного борта прогиба на юго-востоке фиксирует расположение системы проливов и промежуточных бассейнов к северу от Донецкого складчатого сооружения, через которые морские воды поступали в Приднепровский грабен из располагавшихся на востоке морских и осолоненных бассейнов ранней перми.

В подсолевых нижнепермских отложениях в наиболее погруженной юго-восточной части бассейна распространены рассолы галитовой стадии осолонения. Однако до настоящего времени не выявлено рассолов калийно-магнезальной стадии осолонения, хотя магнезальные (бишофит) соли установлены в самых верхних ритмах нижнепермской соленосной толщи (Орчикская, Сребненская депрессии). Вероятно, эти рассолы не смогли опуститься в подсолевые отложения через мощные толщи каменной соли и рассеялись на последующих этапах развития.

Накопление мощной нижнепермской соленосной формации толщиной до 2–2,5 км запечатало всю подсолевою часть разреза в Приднепровском грабене и создало благоприятные условия для сохранения седиментогенных рассолов в подсолевых отложениях на всех последующих этапах развития.

В течение наступившего в поздней перми довольно продолжительного континентального перерыва инфильтрационные воды могли проникать в горизонты карбона только на бортах прогиба

и на северо-западе. Однако и здесь глубокому проникновению инфильтрационных вод препятствовали аридные климатические условия, господствовавшие в поздней перми и триасе.

В мезокайнозое ДДВ развивалась как платформенная синеклиза. Происходило умеренное погружение и осадконакопление, периодически прерываемое подъемами территории и континентальными перерывами.

В триасовом периоде осадконакопление протекало в континентальных условиях. Накапливались в основном озерные глинисто-песчаные осадки, а также озерные карбонаты. В условиях засушливого климата могли развиваться процессы континентального засоления, а в нижних горизонтах триаса начинает развиваться вторичное засоление вод за счет нижнепермской соли.

С тоарского века ранней юры континентальное осадконакопление нарушалось неоднократно морскими трансгрессиями, которые приходили с юга из бассейнов Тетиса и постепенно распространялись с юго-востока региона к северо-западу. Во второй половине келловей и в оксфорде существенную роль играет карбонатная седиментация. Захоронялись седиментогенные воды нормальной морской солености, которые заполняли не только юрские, но и триасовые коллекторские толщи.

В конце юры наступает континентальный перерыв, продолжавшийся в течение всего раннего мела. С этим перерывом связан один из наиболее продолжительных инфильтрационных этапов в истории Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, который длился 20 — 35 млн лет. На данном этапе в верхних горизонтах юры, частично триаса и на склонах карбона развивалась артезианская циркуляция инфильтрационных вод. Однако проникновению их в более глубокие горизонты в центральной части бассейна препятствовали достаточно мощные глинистые водопоры кимеридж-тигона, келловей, бат-байоса и верхов триаса.

Обширная трансгрессия произошла в сеноманском веке позднего мела. Сначала накапливались кварцево-глауконитовые пески, а начиная с турона и до конца мела, устанавливается своеобразная карбонатная седиментация, когда накапливались писчий мел и мергели. Длительные и устойчивые морские обстановки в позднем мелу привели к вытеснению пресных инфильтрационных вод морскими из горизонтов юры, триаса и карбона, проникших в них на предыдущем инфильтрационном этапе. Накопление мощной мергельно-меловой толщи (до 700 — 800 м) активизирова-

ло элизионный гидродинамический режим в глинистых породах юры, триаса и карбона. Ось максимального осадконакопления в мелу смещается в северную прибортовую зону.

После кратковременного предпалеогенового инфильтрационного этапа продолжительностью менее 1 млн лет в ДДВ устанавливаются морские условия седиментации. Накапливаются преимущественно терригенные глауконитсодержащие осадки. Скорости прогибания и осадконакопления в палеогене значительно снижаются по сравнению с мезозойскими. Морские условия осадконакопления еще сохраняются в начале миоцена. В позднем миоцене море окончательно уходит с рассматриваемой территории, и начинается континентальный этап развития, продолжающийся до настоящего времени.

В течение этого инфильтрационного этапа, продолжающегося около 12–14 млн лет, в современном виде оформилась гидрографическая сеть региона, что определило расположение региональных и локальных областей питания и разгрузки подземных вод. Климатические условия на рассматриваемом этапе неоднократно изменялись, однако в течение значительной части этапа преобладала достаточная увлажненность, что способствовало формированию артезианских потоков. Верхние водоносные горизонты в зоне активного водообмена (неоген, палеоген) оказались многократно промыты инфильтрационными водами. Несколько медленнее промывались водоносные горизонты, оказавшиеся в зоне замедленного водообмена. Однако и здесь произошла многократная смена объемов циркулирующих вод, и седиментогенные воды были полностью вытеснены. Так, по данным Б. И. Куделина, в сеноман-нижнемеловом горизонте в течение современного инфильтрационного этапа произошло 420–630 циклов водообмена [82]. В результате верхний гидрогеологический этаж приобрел современную структуру.

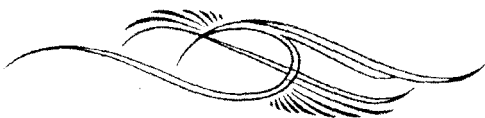
В верхней зоне нижнего гидрогеологического этажа на данном этапе происходила релаксация СГПД. Однако вытеснение седиментогенных вод здесь не произошло, и сформировались постэлизионные геогидродинамические системы с режимом, близким к застойному. На очень больших глубинах (более 4–5 км) продолжалось развитие термодегидратационных геогидродинамических систем, связанных с выделением катагенных и метагенных вод.

В плейстоцене определенное влияние на развитие артезианской циркуляции в верхней части разреза оказывали периоди-

ческие оледенения, когда ледниковый щит достигал северных и западных границ бассейна, а также изменения регионального базиса дренирования, связанные с изменениями уровня вод в Азово-Черноморском бассейне. На гидрогеологические процессы в глубоких горизонтах эти явления не могли оказать существенно-го влияния.

В XX веке подземная гидросфера Днепровско-Донецкого артезианского бассейна вступает в качественно новый техногенный этап своего развития, специфика которого определяется интенсивным использованием подземных вод и другими видами техногенного воздействия. Наиболее эффектными последствиями этих воздействий являются образование крупных депрессионных воронок в результате эксплуатации водозаборов и осушения карьеров, развитие процессов подтопления, прогрессирующее техногенное загрязнение водоносных горизонтов. Крупномасштабное воздействие претерпевают не только горизонты верхнего гидрогеологического этажа, но и нижнего. Здесь следует указать образование глубоких депрессионных зон при разработке газовых залежей, закачку вод в продуктивные горизонты при разработке нефтяных залежей, сброс в глубокие горизонты попутных промысловых вод, образование переточных систем и другие. Специфическим циклическим инжективно-эжективным воздействием на подземную гидросферу характеризуется эксплуатация подземных газохранилищ.

РАЗДЕЛ 6



ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДДВ

Относительно динамики вод глубоких водоносных горизонтов ДДВ высказывались различные точки зрения в зависимости от взглядов авторов на генезис вод этих горизонтов. Е. С. Гавриленко считала, что здесь происходит восходящее движение мантийных растворов [20]. В работах Л. П. Швая и В. А. Терещенко 60–70-х гг. признавалось движение вод от региональной области питания на северо-восточном склоне бассейна к области разгрузки в долине Днепра. В более поздних работах Л. П. Швая такое направление движения ограничивалось глубинами до 3600 м, а глубже он видел восходящее движение ювенильных вод [53]. Позднее в работах В. В. Колодия [66], В. А. Терещенко [137; 145] развиваются представления о существовании в нижнем гидрогеологическом этаже элизионных и термодегидратационных геогидродинамических систем (ГГДС) с преимущественно восходящим движением седиментогенных, катагенных и конденсатогенных вод.

Смена характера движения подземных вод и других гидрогеологических процессов в зависимости от глубины отражается в схемах гидрогеологической (гидродинамической) зональности.

Разработанная автором схема гидрогеологической зональности бассейна учитывает как традиционные представления о затухании водообмена в земной коре с глубиной, разработанные Н. К. Игнатовичем [51], так и достижения последних десятилетий в учении о типах ГГДС, развитые в работах Г. Ю. Валукониса и А. С. Ходькова [7; 159], И. К. Зайцева, В. М. Тарасова [38], Л. Н. Капченко [57], А. А. Карцева, С. Б. Вагина [60] и других исследователей, а также показывает соотношение гидродинамической зональности с другими видами зональности в земной коре — катагенетической, термобарической, гидрогеохимической (табл. 6.1)

Принципиальным моментом современных схем является выделение верхнего и нижнего гидрогеологических (гидродинамических) этажей, отражающее качественное различие гидродинамических условий верхней части и глубоких частей геологического разреза. Гидрогеологические этажи выделены по признаку развитых в их пределах типах геогидродинамических систем и характеру круговорота воды. В верхнем гидрогеологическом этаже развиты инфильтрационные (артезианские) ГГДС, реализующие подземную ветвь материкового звена большого гидрологического круговорота воды в природе. В нижнем гидрогеологическом этаже распространены эксфильтрационные (элизионные) ГГДС различных типов, движение воды в которых относится к геологическому круговороту воды.

В ДДВ верхний гидрогеологический этаж в центральной части бассейна охватывает все водоносные горизонты и комплексы от четвертичного до сеноман-нижнемелового включительно на глубинах до 400 — 500 м и максимально до 800 — 1200 м в осевой части меловой мульды. Гидродинамические зоны в пределах верхнего гидрогеологического этажа выделяются по степени интенсивности инфильтрационного водообмена и степени дренирования водоносных горизонтов, как это было предложено еще Н. К. Игнатовичем [51].

Зона активного (интенсивного, свободного) водообмена, находящаяся в сфере дренажа местной гидрографической сети, в центральной части бассейна включает водоносные горизонты антропогена, неогена и межигорско-обуховский водоносный горизонт. В пределах северо-восточного борта к ней относятся также бучакско-каневский и мергельно-меловой водоносные горизонты. В ненарушенных условиях инфильтрационное питание горизонтов происходит на местных водоразделах, разгрузка осу-

Таблица 6.1
Гидрогеологическая зональность и ее взаимосвязь с другими видами зональности ДДВ

Глубина подошвы зоны, м	Зоны катанеза	Гидрогеологическая катанеза	Гидрогеологические этажи	Гидродинамические зоны	Типы склений подземных вод	Типы гидродинамических систем	Пластовые давления (коэффициент аномальности)	Пластовые температуры в подошве зоны, °С	Генетический тип подземных вод	Газовый состав (геохимическая обстановка)	Круговорот воды
300–1200	Гипергенеза Крипто-гипергенеза	Верхний катанеза	Верхний	Активного водообмена Замедлен. водообмена	Плоскостные	Инфильтрационные (артезианские)	Гидростатические (0,7–1,1)	30–50	Инфильтрационные	Н ₂ О ₂ , Н ₂ СО ₃ , Н ₂ С (слабоокислительная)	Подземная вода гидрогеологического круговорота
Переходная зона											
		ПК	Нижний	Открытая (застойного режима)	Пластовые	Постеличные (вырождающиеся эвационные)	Квазигидростатические (1,02–1,15)	100–150	Седиментогенные	Н ₂ СН ₄ СН ₄ , СОМОЛОГИ метана (восстановительная)	Геологический круговорот воды в породе
3500–5500	Нычального катанеза	МК ₁ МК ₂	Нижний	Закрывающаяся (заград-дренаж)	Очагово-трещинно-жильные	Термодеградационные	Сверхгидростатические (1,2–2,1)	100–150	Седиментогенные и деградационные катанезы	СН ₄	Геологический круговорот воды в породе
7500–9500	Глубинного катанеза	МК ₃ МК ₄	Нижний	Гидро-термальной циркуляции	Трещинно-жильные	Гидротермальные	До геостатических	200–240	Деградационные метаногенные	СО ₂ , Н ₂ Н ₂ С ₂ (метаногенная)	Геологический круговорот воды в породе

ществляется в долинах рек и балок. Путь от области питания до области разгрузки подземные воды в основном преодолевают за время от нескольких лет до столетий. Так, в мергельно-меловом горизонте это время составляет 5—15 лет.

Зона замедленного (затрудненного) водообмена в центральной части бассейна располагается под киевским региональным водоупором и охватывает здесь бучакско-каневский и сеноман-нижнемеловой водоносные горизонты, а в северо-восточной части бассейна эта зона залегает под мергельно-меловым региональным водоупором и включает сеноман-нижнемеловой и юрские водоносные горизонты — от кимеридж-титонского в районе Харькова до всей юры вблизи границы с Россией. К. И. Маков [102], Б. И. Куделин [82], А. Е. Бабинец [4] и другие исследователи полагали, что региональная область питания водоносных горизонтов зоны располагается на северо-восточном склоне бассейна, а региональная область многоступенчатой разгрузки на юго-западном склоне в долинах Днепра — к юго-востоку от Кременчуга, Орели и Самары. Время полного цикла водообмена составляет от 2 до 25 тыс. лет. В. М. Шестопалов считает, что питание водоносных горизонтов зоны замедленного водообмена, также как и зоны активного водообмена в естественных условиях происходит на местных водоразделах, а разгрузка в долинах рек [165]. В нарушенных условиях разгрузка вод из этих горизонтов связана в основном с отбором воды из скважин, что приводит к образованию глубоких депрессионных воронок.

В пределах верхнего гидрогеологического этажа, совпадающего с зоной гипергенеза, циркулируют в основном пресные и слабоминерализованные инфильтрогенные воды различного состава с растворенными кислородно-азотными, азотными или углекисло-азотными газами атмосферного, частично биохимического происхождения, образовавшимися в окислительной среде, а в зоне замедленного водообмена также в слабовосстановительной обстановке.

Переходная зона между верхним и нижним гидрогеологическими этажами в центральной части ДДВ располагается в верхнеюрской существенно глинистой, относительно водоупорной толще, имеющей толщину 200—400 м и залегающей здесь на глубинах от 600 до 1500 м. К периферии бассейна переходная зона перемещается в более древние отложения, и на склонах она полностью выклинивается в осадочном чехле, оставляя всю от-

носителем маломощную осадочную толщу в пределах верхнего гидрогеологического этажа (рис. 6.1, 6.2). Скорость движения инфильтрационных вод в переходной зоне снижается до ничтожных значений и становится соизмеримой со скоростями диффузии, которая играет здесь существенную роль в формировании состава подземных вод.

Нижний гидрогеологический этаж в рифтовой части ДДВ охватывает все водоносные горизонты и комплексы, залегающие ниже верхнеюрской толщи, а в пределах погруженной части склонов — в основном каменноугольные комплексы. В приподнятой части склонов нижний гидрогеологический этаж выклинивается в осадочном чехле (рис. 6.1). Нижний гидрогеологический этаж не имеет современного инфильтрационного питания. Перемещение седиментогенных, катагенных и других типов вод относится здесь к геологическому круговороту воды в природе.

В нижнем гидрогеологическом этаже гидродинамические зоны целесообразно выделять по характеру строения гидродинамических систем, величине и природе пластовых давлений и по степени дренирования гидродинамических систем. По этому признаку здесь выделяется верхняя открытая зона достаточно активного дренажа и квазигидростатических пластовых давлений. Эта зона совпадает с зоной начального катагенеза и охватывает в центральной части бассейна среднеюрский, триасовый и нижнепермско-верхнекаменноугольный водоносные комплексы, а на северо-западе и в прибортовых частях также средне- и нижнекаменноугольные комплексы.

В этой части разреза имеется большое количество выдержанных по площади песчано-алевритовых в меньшей степени карбонатных горизонтов с хорошими коллекторскими свойствами, гидродинамически связанных между собой и с верхним гидрогеологическим этажом по зонам проводящих тектонических нарушений. Это создает эффективную дренажную систему, обеспечивающую достаточно быстрый отток избыточного флюида к периферии и в верхние части разреза.

Интенсивность же элизионного питания в данной зоне незначительна, поскольку глинистые породы уже достаточно уплотнены, а процессы термической дегидратации глинистых минералов еще не начались. Здесь происходят незначительные перемещения воды, главным образом, под действием неотектонических напряжений. В целом же устанавливается поле слабодифферен-

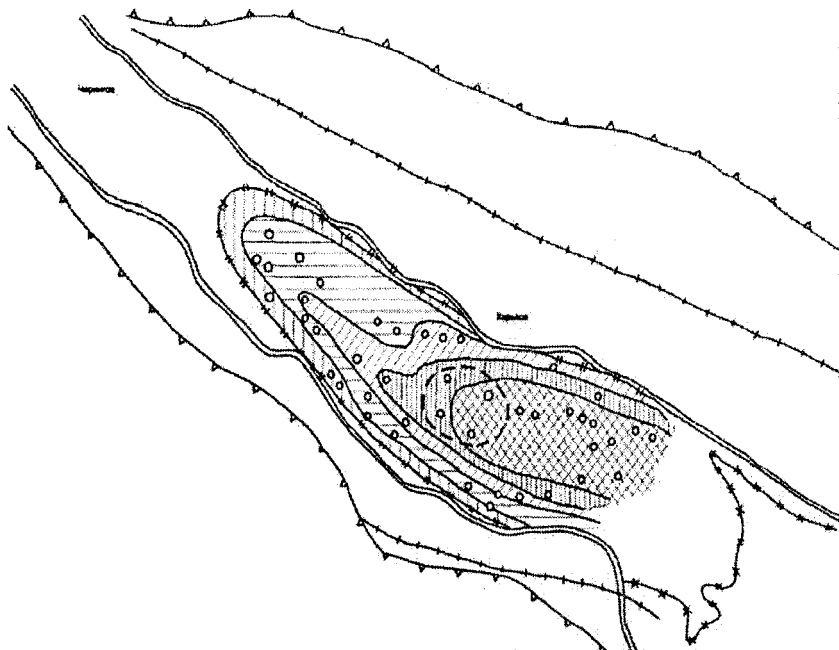
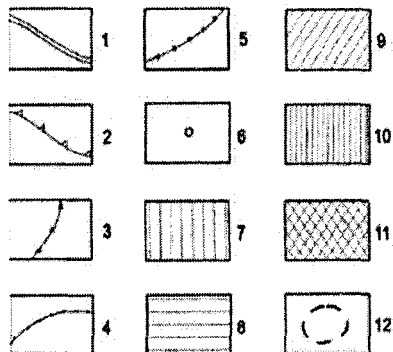


Рис. 6.1. Карта распространения гидрогеологических этажей и зон:

1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена; 2 — границы распространения карбона; 3 — граница открытого Донбасса; 4 — границы выклинивания нижнего гидрогеологического этажа в осадочном чехле; 5 — границы выклинивания закрытой зоны нижнего гидрогеологического этажа в осадочном чехле;



6 — пункты, в которых установлено развитие СГПД; стратиграфическое положение кровли закрытой зоны нижнего гидрогеологического этажа («катагенетического» флюидоупора); 7 — девон; 8 — нижний-средний визе (XIII и XII а микрофаунистические горизонты); 9 — нижнесерпловский подъярус; 10 — нижнебашкирский подъярус («башкирская плита»); 11 — верхи московского яруса; 12 — район развития СГПД во внутриселевых горизонтах нижней перми

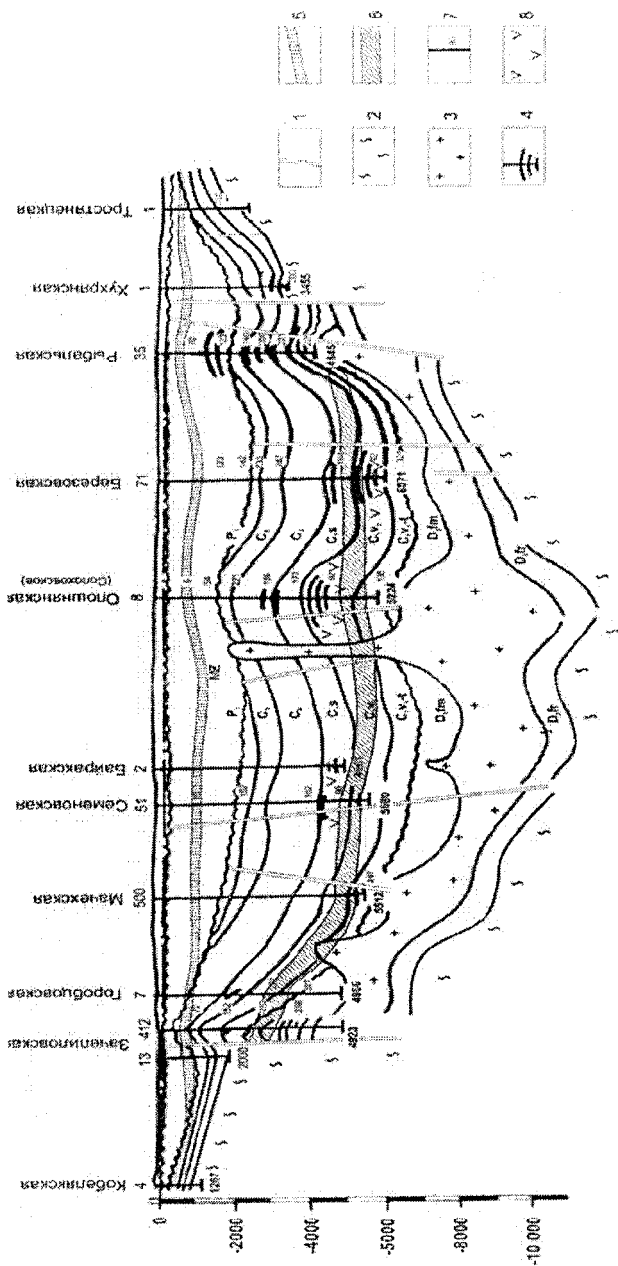


Рис. 6.2. Гидрогеологический профиль по линии Кобеляки-Тростьянец:

1 — разрывные тектонические нарушения; 2 — докембрийский кристаллический фундамент; 3 — лавонская каменная соль; 4 — залежи газа и нефти; 5 — переходная зона между верхним и нижним гидрогеологическими этажами; 6 — переходная зона между верхней и нижней зонами нижнего гидрогеологического этажа («катагенетический» флюидоупор); 7 — минерализация воды, г/дм³; 8 — развитие относительно опресненных вод.

цированных пластовых давлений, близких к гидростатическим. Их величина контролируется гидростатическими давлениями в вышележащих водоносных горизонтах, куда осуществляется маломасштабная разгрузка избыточного флюида [145]. Такие давления можно назвать квазигидростатическими, а геогидродинамические системы, в которых они развиты, постэлизионными или вырожденными элизионными.

Выходы хлоркальциевых соленых вод и рассолов, фиксирующих разгрузку из нижнего гидрогеологического этажа в верхний, отмечены в долинах рек Днепр, Самара, Северский Донец и других, где напоры в горизонтах верхнего этажа минимальны, что облегчает такую разгрузку. В водоносные горизонты данной зоны осуществляется периодическая разгрузка подземных вод из нижележащей термодегидратационной зоны, которая происходит при раскрытии тектонических нарушений и носит периодический пульсационный характер.

В гидродинамике данной зоны существенная роль (особенно в прошлом) принадлежала процессам естественной концентрационной конвекции, связанной с перераспределением в гравитационном поле седиментогенных рассолов различной концентрации и плотности.

Растворенные газы представлены углеводородами и биогенным азотом в различных соотношениях и отражают восстановительную геохимическую обстановку.

Данная гидродинамическая зона соответствует зоне застойного режима (весьма затрудненного водообмена), по схеме Н. К. Игнатовича. Действительно, гидродинамическая обстановка в ней в современную эпоху близка к застойным условиям. Градиенты пластовых давлений весьма незначительны и неупорядочены. Об отсутствии сколько-нибудь существенного движения воды и инфильтрационного водообмена свидетельствует развитие древних седиментогенных вод, а также горизонтальное положение газо-водяных и водо-нефтяных контактов в углеводородных залежах, большинство из которых приурочено к данной зоне. В верхних частях массивно-пластовых залежей газа большой высоты, развитых в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе на юго-востоке бассейна под нижнепермским соленосным флюидоупором, возникают большие по величине избыточные пластовые давления, формирующиеся по законам гидростатики.

Внутри нижнепермского соленосного флюидоупора, разделяющего верхнюю зону нижнего гидрогеологического этажа на надсолевую и подсолевую части, известны отдельные локальные скопления рассолов и газа во внутрисолевых карбонатных прослоях, характеризующиеся в ряде случаев СГПД (Кегичевское, Мелиховское, Медведовское и другие месторождения) [139]. Их можно рассматривать как интразональные замкнутые эксфильтрационные ГГДС. Такие же интразональные замкнутые ГГДС со сверхгидростатическими и повышенными давлениями наблюдались и во внутрисолевых и межсолевых девонских отложениях в Припятском прогибе.

Нижняя зона нижнего гидрогеологического этажа характеризуется крайне затрудненным дренажом и развитием СГПД. Сокращенно ее можно назвать закрытой термодегидратационной зоной. В схеме Н. К. Игнатовича она не имеет аналогов. Эта зона развита на глубинах более 4–5 км в центральной и юго-восточной частях рифтогена в карбоне и девоне. Здесь в зоне глубинного катагенеза и современных пластовых температур более 100–140° С отмечаются процессы интенсивного уплотнения и цементации песчано-алевритовых горизонтов. Большинство из них теряет коллекторские свойства и превращается в плотные породы. Лишь отдельные наиболее отсортированные грубообломочные разности песчаных пород, а также карбонатные породы с высокой первичной и вторичной пустотностью частично сохраняют свои коллекторские свойства. Вместе с вторичными коллекторами зон разуплотнения они образуют ограниченные разобщенные спорадически развитые природные резервуары остаточного очагового и трещинно-жильных типов в толще плотных, практически непроницаемых пород.

В этих резервуарах, насыщенных водой, газом или газом с водой, отмечены СГПД. Коэффициент аномальности изменяется в пределах от 1,2–1,3 до 1,7–2,1. Очень высокие величины пластовых давлений зафиксированы в водоносных горизонтах на Северо-Волвенковской структуре (C_{1s} , $K_a = 1,805$), Солоховском поднятии (C_{1t} , $K_a = 1,92$), в газоносных горизонтах на Мачехском (C_{1t} , $K_a = 1,875$) и Краснокутском месторождениях (C_{1v_2} , $K_a = 1,874$). Максимальное превышение пластового давления над условным гидростатическим установлено во внутрисолевом водонефтегазоносном прослое на Сагайдакской структуре. Здесь коэффициент аномальности достигает 2,09 (табл. 6.2).

Таблица 6.2

**Сверхгидростатические пластовые давления в палеозойских
отложениях Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба**

Площадь, скважина	Возраст	Глубина залега- ния, м	Пластовое давление, МПа	Коэф- фициент аномаль- ности, Ка	Плас- товая темпе- ратура, °С	Продук- ция
1	2	3	4	5	6	7
Кегичевская, 19	P ₁ sl	1920	31,3	1,661	58	Газ
Мелиховская, 54	P ₁ sl	2065	41,0	2,025	60	Газ
Медведовская, 11	P ₁ sl	2259	46,0	2,077	62	газ
Медведовская, 63	P ₁ sl	2695	45,0	1,702	66	Вода
Дробышевская, 1	C ₂ m	3623,5	53,6	1,509	114	Газ
Балаклейско-Савин- цевская, 14	C ₂ m	4225	69,02	1,666	145	газ с водой
Западно-Шебелинская, 702	C ₂ m	4758	74,26	1,592	120	Вода
Марьяновская, 60	C ₂ m	5652,5	101,1	1,760	-	Вода
Ново-Мечебиловская, 2	C ₁ s	4271	74,28	1,772	117	Вода
Северо-Волвенковская, 21	C ₁ s	5400	95,66	1,805	177	Вода
Восточно-Полтавская, 12	C ₁ s	6495	87,9	1	130	Газ
Ново-Мечебиловская, 2	C ₁ v ₂	4564	77,35	1,727	134	Вода
Гоголевская, 10	C ₁ v ₂	5344,5	80,8	1,542	126	Газ
Краснокутская, 12	C ₁ v ₂	5427	99,8	1,874	133	Газ
Березовская, 485	C ₁ v ₂	5449	88,04	1,633	125	Газ
Комышнянская, 23	C ₁ v ₂	6058	83,36	1,40		Газ
Клюшниковская, 1	C ₁ v ₂	6139	84,2	1,40	138	газ с водой
Руденковская, 11	C ₁ t	4446	61,96	1,42	120	Газ
Горобцовская, 12	C ₁ v ₁	4467,5	64,96	1,48		Вода
Ново-Мечебиловская, 2	C ₁ t	4888	81,96	1,710		Вода
Мачехская, 4	C ₁ t	5215	95,85	1,875		Газ
Мачехская, 500	C ₁ t	5218	94,97	1,806	139	Газ
Мачехская, 5	C ₁ t	5721	104,7	1,867	167	Газ
Солоховская, 49	C ₁ t	5315	102,1	1,92	145,5	Вода
Перевозовская, 1	C ₁ v ₁	6261	113,58	1,85	158,6	Газ
Ельская (Припятский прогиб)	D ₃ dn-leb	2555	49,8	1,986	60	Вода
Южно-Валавская (Припятский прогиб)	D ₃ dn-leb	3717,5	69,5	1,905	95	Вода
Сагайдакская, 51	D ₃ ev-liv	4624,5	80,1	1,765	121	вода с нефтью и газом
Сагайдакская, 60	D ₃ ev-liv	4800	98,6	2,094	132	вода с нефтью и газом

Каких-либо четких закономерностей изменения степени аномальности пластовых давлений по площади не наблюдается. В разрезах отдельных структур пластовые давления ведут себя по-разному. На одних структурах коэффициент аномальности с глубиной увеличивается с высокими значениями поинтервального градиента (от 0,20—0,22 до 0,58—0,75 МПа на 10 м глубины) (Шебелинское, Солоховское, Дробышевское месторождения). На других структурах поинтервальный градиент пластового давления меняет значения с положительного на отрицательный и наоборот (Мачехское, Горобцовское, Гоголевское месторождения). На Ново-Мечебиловском поднятии поинтервальный градиент пластового давления имеет близкие значения (около 0,125 МПа на 10 м глубины) во всей исследованной части разреза (3848—4888 м).

Наблюдаемое распределение СГПД в разрезе и по площади находит логическое объяснение, если предположить, что каждый резервуар с СГПД является замкнутой изолированной системой, связь которого с другими резервуарами может устанавливаться лишь периодически на относительно короткое время при активизации тектонических разрывов, которые затем закрываются в результате цементации проводящих каналов. Величина СГПД в каждом резервуаре формируется автономно в зависимости от общей степени закрытости разреза и степени изолированности каждого резервуара, а также интенсивности действия факторов, повышающих пластовое давление.

Отток избыточного флюида из таких систем крайне затруднен. Разгрузка в вышележащие части разреза происходит лишь по разрывным тектоническим нарушениям в периоды их активизации и носит пульсационный прерывистый характер, приобретая иногда характер естественного гидроразрыва пластов, чему способствуют также избыточные давления в газовых скоплениях. В процессе пароксизмальной разгрузки происходит резкое снижение пластового давления вплоть до гидростатического. Снижение пластовых давлений до гидростатического и даже ниже возможно также при растягивающих тектонических напряжениях в замкнутых трещиноватых резервуарах. После прекращения действия этих кратковременных процессов вновь начинается возрастание пластового давления по мере впрыскивания в замкнутые системы дегидратационных вод и генерирующихся газов и действия сжимающих тектонических напряжений.

От вышележащей открытой зоны интенсивного дренажа закрытая зона затрудненного дренажа отделяется толщей плотных сцементированных пород мощностью 300—800 м, названной нами «катагенетическим» флюидоупором [137;145]. «Катагенетический» флюидоупор представлен обычно основными флюидоупорными, преимущественно глинистыми толщами карбона, которые при переходе к зоне глубинного катагенеза улучшают свои флюидоупорные свойства в результате уплотнения и цементации большинства имеющихся в их составе песчано-алевритовых прослоев, теряющих коллекторские свойства, и увеличивают свою мощность за счет приращения к ним прилежащих также уплотненных и сцементированных ранее проницаемых горизонтов.

В районе Сребненской депрессии и в центральной части региона «катагенетический» флюидоупор представлен кремнисто-глинисто-карбонатными отложениями нижнего и низов верхнего визе, юго-восточнее он образован преимущественно глинистой толщей верхов верхнего визе и низов серпуховского яруса, а также известняково-глинистой толщей башкирского подъяруса. В погруженной части на юго-востоке «катагенетический» флюидоупор перемещается в преимущественно глинистую толщу верхов московского яруса. Гипсометрически положение «катагенетического» флюидоупора изменяется от 3,5 км на окраинах Донбасса до 5,5—6,0 км в средней части бассейна. К северо-западу от Сребненской депрессии и на бортах бассейна «катагенетический» флюидоупор и нижняя зона нижнего гидрогеологического этажа полностью выклиниваются (рис. 6.1).

Относительно природы аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в глубоких горизонтах высказаны различные точки зрения. Этой проблеме посвящена обширная литература (к примеру, [1; 85; 156]). Что касается происхождения АВПД в глубоких горизонтах ДДВ, то здесь среди исследователей также наблюдается разнообразие мнений и представлений.

Сторонники глубинного мантийного происхождения углеводородов и сопутствующих им вод считают, что аномальные давления обусловлены впрыскиванием под большим давлением глубинных флюидов в относительно замкнутые резервуары.

Р. М. Новосилецкий основную роль в формировании АВПД отводил процессам генерации углеводородов на этапе позднего катагенеза [106]. А. А. Орлов видит связь величин пластовых дав-

лений в флюидоносных толщах осадочных бассейнов с тектоническими складкообразующими процессами [110; 111].

А. И. Лурье отмечает связь геотемпературных и газогидродинамических аномалий и объясняет их восходящей миграцией флюидов и, прежде всего, газообразных углеводородов [98].

В последние годы в работах А. П. Зарицкого и И. И. Зиненко предлагается схема гидродинамических условий нижней термодегидратационной зоны нижнего гидрогеологического этажа («термодегидратационного яруса второго гидрогеологического этажа» по терминологии указанных авторов), согласно которой здесь развиты субвертикальные проводящие каналы высотой до 4–5 км и более, протягивающиеся от кристаллического фундамента до «катагенетического» флюидоупора, заполненные газом, передающим гидростатическое давление с больших глубин в верхнюю часть этих каналов по механизму избыточных давлений в газовых залежах [39; 47].

Несостоятельность модели А. П. Зарицкого и И. И. Зиненко показана в наших работах [150; 152]. Отметим здесь только, что всем представлениям, которые связывают АВГД исключительно только лишь с процессами, связанными с газовыми скоплениями, противоречат многочисленные фактические данные о наличии СГПД в водоносных резервуарах, не связанных с газовыми скоплениями, в том числе в регионах, где газовые скопления вообще отсутствуют [152]. В частности, в ДДВ очень высокие значения коэффициентов аномальности СГПД отмечены в расчлененных резервуарах на Северо-Волвенковской, Ново-Мечебиловской, Солоховской и других площадях, а в Припятском прогибе, где газовые залежи неизвестны, очень высокие величины СГПД зафиксированы на Ельской и Южно-Балавской структурах (табл. 6.2). В этих случаях вообще невозможно говорить о механизме избыточных пластовых давлений.

В настоящее время многие исследователи пришли к выводу о полигенетичности такого явления, как АВГД [1; 156]. Действительно, если рассматривать относительно замкнутый резервуар, то любое уменьшение объема резервуара или увеличение объема насыщающих его флюидов приводит к возрастанию давления в этом резервуаре. Можно назвать достаточно много процессов, приводящих к такому результату. Это уплотнение пород, повышение пластовой температуры, дегидратация минералов, генерация углеводородов и других газов, цементация пустотно-

го пространства пород, сжимающие тектонические напряжения, впрыскивание высоконапорных глубинных флюидов и другие. В определенных условиях какой-либо один или несколько факторов являются определяющими.

В наших прежних работах, как и в работах ряда других исследователей, большое значение в формировании СГПД в глубоких горизонтах ДДВ отводилось выделению межслоевой воды в процессе превращения монтмориллонита в гидрослюды [137]. Действительно, выделение межслоевой воды, сопровождающееся снижением ее плотности и расширением, может быть весьма существенным фактором повышения пластового давления в относительно замкнутых резервуарах. Однако то обстоятельство, что согласно датировке изотопного возраста аутигенных минералов глубиннокатагенетические генерации гидрослюды 2M₁ относятся ко времени 230 — 240 млн лет тому назад [90], заставляет с осторожностью относиться к возможной ведущей роли этого процесса в формировании современной наблюдаемой картины распределения СГПД в условиях ДДВ. Этот фактор может иметь определенное значение лишь в верхней части зоны глубинного катагенеза при ее наращивании вверх за счет минеральных преобразований в ходе недавних кайнозойских погружений или современного возмущения геотемпературного поля. Вероятно, ГГДС рассматриваемого типа правильнее называть не термодегидратационными, а посттермодегидратационными.

При анализе факторов формирования СГПД в пределах исследуемого региона необходимо разграничить СГПД во внутрисолевых горизонтах и в уплотненных терригенно-карбонатных породах зоны глубинного катагенеза.

Во внутрисолевых терригенных и карбонатных породах нижней перми и девона основными факторами формирования СГПД, по-видимому, являются проявления пластичности каменной соли и интенсивное выпадение галита в поровом пространстве коллекторов, которое установлено при изучении керна как в нижнепермских породах ДДВ, так и в девоне Припятского прогиба и ДДВ.

В терригенно-карбонатных породах зоны глубинного катагенеза существенную роль в формировании пустотного пространства коллекторов играет трещиноватость. Величина пластового давления в таких породах весьма чувствительна к процессам расширения-сжатия трещин. Сжимающие тектонические напряжения

могут приводить к весьма значительному росту пластового давления, особенно в водонасыщенных коллекторах. На современном этапе для Днепровско-Донецкого рифтогена характерно преобладание процессов сжатия, поэтому данный фактор может играть весьма существенную роль в формировании СГПД. Кроме того, большое значение могут иметь процессы впрыскивания флюидов из более глубоких высоконапорных зон, а также цементации пустотного пространства минеральными новообразованиями.

Определенное значение в формировании поля пластовых давлений в глубоких горизонтах, по-видимому, имеют капиллярно-осмотические явления. Исследование процессов нетрадиционного газонакопления в плотных слабопроницаемых породах показало, что газ вытесняет воду из гидрофобизированных капиллярных пор в более высокопористые разности под большим давлением. Несомненно, этот процесс способствует формированию СГПД. Эти явления изучены очень слабо и требуют дальнейшего углубленного исследования.

Некоторые авторы считают возможным выделять в разрезе глубоких бассейнов, в том числе и ДДВ, не два (верхний и нижний), а несколько гидрогеологических этажей. Так, А. Е. Лукин в пределах Днепровского бассейна выделяет гидрогеологический этаж, связанный с внедрением глубинных вод, а также этаж смешения глубинных флюидов с седиментогенными рассолами [90]. А. П. Зарицкий, И. И. Зиненко выделяют третий гидрогеологический этаж, связанный с зоной метагенеза [39].

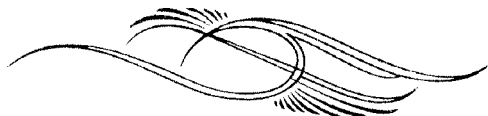
По нашему мнению, выделение третьего, четвертого и т. д. гидрогеологических этажей излишне. Если понимать нижний гидрогеологический этаж как сферу действия геологического круговорота воды в природе, то все процессы, на основании которых выделяют новые гидрогеологические этажи, укладываются в понимание нижнего гидрогеологического этажа. Здесь целесообразно выделить лишь новые зоны в рамках нижнего гидрогеологического этажа.

Нецелесообразно также заменять термин «зона» на «ярус», как это делается в работах некоторых исследователей, в частности И. И. Зиненко и А. П. Зарицкого [39]. Термин «зона» традиционно используется в гидрогеологии, и его замена вызывает недоумение. Ведь тогда нужно заменить и само понятие гидрогеологической, гидродинамической, гидрохимической и т. д. зональности.

В нижней зоне нижнего гидрогеологического этажа наряду с седиментогенными водами существенное развитие получают литогенные (катагенные) воды. Водорастворенные и свободные газы в верхней части зоны представлены метаном с высоким содержанием его гомологов, а в нижней части зоны они имеют метановый и метаново-углекислый состав.

В еще более глубоких высокотемпературных частях разреза при пластовых температурах 200–300°С в зоне метагенеза получают дальнейшее развитие процессы дегидратации глинистых минералов (серицитизация гидрослюд и др.), развивается расщелачивание пород. Углекислый газ становится преобладающим компонентом газового состава. Эти процессы отражают переход к зоне метаморфизма, где формируется особый тип геогидродинамических систем, связанный с явлением гидрогенного уплотнения пород [69]. В ДДВ зона низкотемпературного метаморфизма (температура более 300°С) в осадочном чехле получает развитие в наиболее глубоких частях бассейна на глубинах более 10–12 км.

РАЗДЕЛ 7



ГЕНЕЗИС И ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЖНЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА

В вопросе о генезисе рассолов глубоких водоносных горизонтов ДДВ исследователи придерживались различных точек зрения, что отражает общую дискуссию по этой проблеме в гидрогеологической литературе.

Е. С. Гавриленко полагала, что рассолы глубоких горизонтов осадочного чехла имеют глубинное происхождение и образуются в результате восходящей миграции хлоридных растворов из верхней мантии [20]. Представления о глубинном мантийном генезисе подземных рассолов региона высказаны в работах Е. Е. Вороного [16]. Л. П. Швай вначале считал, что все рассолы глубоких горизонтов являются инфильтрационными [162]. В более поздних работах к инфильтрационным водам он относил рассолы, развитые до глубины 3600 м, глубже предполагал развитие ювенильных вод [53].

А. Е. Лукин считает, что мантийное происхождение имеют слабоминерализованные воды глубоких горизонтов авлакогенных бассейнов, в том числе и Днепровско-Донецкого авлакогена [90; 92].

Седиментационное происхождение рассолов нижнего гидрогеологического этажа ДДВ обосновывается в работах В. Е. Ветштейна и Л. К. Гуцало [13], К. Н. Варавы, И. Ф. Вовка и Г. Н. Негоды [10], В. В. Колодия [66], В. А. Терещенко [142; 146]. В. В. Колодий для вод пониженной минерализации признавал конденсационное (конденсатогенное) и солюционное происхождение [63], а В. А. Терещенко считает их дегидратационными водами [142].

В настоящем разделе рассматриваются вопросы генезиса и формирования состава вод нижнего гидрогеологического этажа ДДВ с использованием материалов по изотопному составу молекул воды и накопленных данных о составе вод различных частей разреза в том числе из наиболее глубоких изученных горизонтов.

7.1. Изотопный состав молекул воды

В работах Г. Крейга [77; 170], Э. Т. Дегенса, Д. Е. Уайта [177], В. И. Ферронского [155], А. М. Никанорова [105] и других исследователей убедительно показано, что изучение изотопного состава молекул воды позволяет наиболее надежно диагностировать генезис подземных вод. В частности, они подтвердили правильность представлений о преимущественно морском седиментационном происхождении основной массы воды нефтегазоносных горизонтов. Изотопный состав вод глубоких горизонтов Днепровско-Донецкого артезианского бассейна изучали В. Е. Ветштейн, Л. К. Гуцало [13], Ю. Б. Селецкий [119], В. В. Колодий [67], В. А. Кривошея и другие. Однако в их распоряжении было небольшое количество определений, что не позволяло охарактеризовать весь разрез и все части бассейна.

К настоящему времени накоплен обширный материал по изотопному составу водорода и кислорода молекул воды из различных водоносных горизонтов ДДВ, определенному с помощью масс-спектрометрических методов в Институте геологических наук НАН Украины и частично других организаций в отобранных В. А. Кривошеей и В. А. Терещенко пробах, который позволяет провести статистическую обработку полученных данных и сделать некоторые новые выводы. Всего обработано более 360 определений изотопного состава молекул воды. После отбраковки проб, подозреваемых в загрязнении различными техническими жидкостями, для дальнейшей обработки и анализа было оставлено 305 определений изотопного состава молекул воды из

водоносных горизонтов мела, юры, триаса, перми, карбона, девона и трещиноватых зон докембрийского фундамента в различных частях бассейна в интервале глубин от 104 до 5725 м.

Положение фигуративных точек изотопного состава подземных вод ДДВ на диаграмме Крейга показано на рис. 7.1. Оно является классическим и в основном подтверждает известные положения, в то же время дополняя их некоторыми существенными особенностями.

На диаграмме изотопного состава четко разделяются воды верхнего и нижнего гидрогеологических этажей. Инфильтрационные воды верхнего гидрогеологического этажа являются изотопно легкими (δD от -70 до -130 ‰ и $\delta^{18}O$ от -8 до -14 ‰). Большинство проб имеют изотопный состав, близкий к таковому дождевых и речных вод региона.

Исследованные пробы относятся к водоносным горизонтам мела, юры и карбона на глубинах 100—800 м.

Обращает на себя внимание то, что среди инфильтрационных вод присутствуют воды изотопно очень легкие (δD от -100 до -130 ‰ и $\delta^{18}O$ от -12 до -14 ‰). Такие изотопные характеристики даже более легкие, чем для дождевых и поверхностных вод региона, зафиксированы на северо-восточном склоне бассейна (Яковлево, Муром) в отложениях карбона и на его юго-западном склоне в отложениях юры (Царичанка). Они характерны для областей с гораздо более холодным климатом, нежели современный климат Украины. Эти данные подтверждают высказанные ранее предположения, что среди инфильтрационных вод зоны замедленного водообмена верхнего гидрогеологического этажа ДДВ в ряде случаев сохранились воды, являющиеся реликтами ледниковой эпохи [143]. Сходное явление отмечается в Западном Предкавказье, где присутствие в меловых горизонтах изотопно очень легких вод связывается с инфильтрацией ледниковых вод в горах Кавказа [105].

Воды переходной зоны от верхнего гидрогеологического этажа к нижнему характеризуются промежуточным изотопным составом между инфильтрационными и седиментогенными водами (δD от -60 до -80 ‰ и $\delta^{18}O$ от -6 до -10 ‰), что отражает их смешанный генезис. Такие воды хорошо прослеживаются в отложениях юры на Пролетарском и Солоховском месторождениях.

Воды нижнего гидрогеологического этажа ДДВ, изотопные характеристики которых изучены в интервале глубин от 1000 до

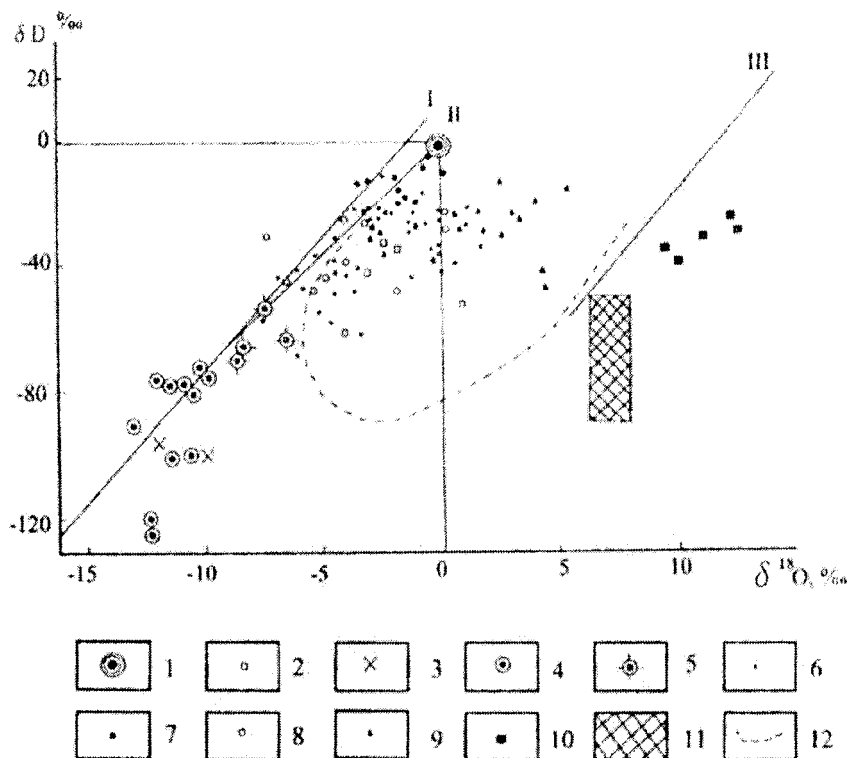


Рис. 7.1. График изотопного состава подземных вод ДВБ:

воды: 1 — океаническая; 2 — Черного моря и солеродных озер; 3 — дождевые и речные воды региона; 4 — инфильтрационные; 5 — смешанного происхождения; 6—8 — седиментогенные, производные бассейнов различной степени осолонения: 6 — нормальной солености и доломитовой стадии; 7 — гипсовой стадии; 8 — галитовой и калийно-магнизиальной стадии; 9 — седиментогенные с примесью катагенных; 10 — конденсатогенные воды Терско — Суэжской области (по данным А. М. Никанорова, М. Г. Тарасова, Ю. А. Федорова); 11 — поле ювенильных вод (по Д. Уайту); 12 — поле пластовых вод нефтегазоносных бассейнов СССР и США (по данным В. И. Ферроного, Е. В. Пиннекера, Э. Т. Дегенса). Линии, характеризующие: I — изотопный состав метеорных вод; II — разбавление океанических вод поверхностными; III — выпаривания литосферных вод

5725 м, изотопно более тяжелые и на диаграмме Крейга располагаются в пределах того же поля, которое занимают преимущественно седиментогенные воды нефтегазоносных горизонтов различных бассейнов США, России и других стран, по данным Э. Т. Дегенса, В. И. Ферронского [153], А. А. Карцева [60], А. М. Никанорова [105] и др. В это же поле попадают воды внутренних морей и солеродных лагун. Это подтверждает преимущественно морское седиментационное происхождение основной массы подземных рассолов нижнего гидрогеологического этажа исследуемого региона.

Большое количество определений и значительный разброс фигуративных точек побудили подвергнуть генеральную совокупность более детальному исследованию, разделив ее на отдельные выборки. Выборки выделены по принципу предполагаемых различий условий формирования подземных вод, определяемых по их основному солевому и микрокомпонентному составу. Так, выделены рассолы, захоронение которых связано с различными стадиями осолонения древних солеродных бассейнов — от нормально морских и слабосолененных до рапы стадии садки калийно-магнезиальных солей, а также воды, в составе которых предполагается существенная доля катагенных растворов, высвобождающихся в процессе преобразований глинистых минералов в зоне глубинного катагенеза.

Анализ изотопных характеристик отдельных выборок позволил установить некоторые существенные их различия (таблица 7.1).

Таблица 7.1

**Статистические изотопные характеристики
отдельных выборок**

	Объем выборки	δD, ‰			δ ¹⁸ O, ‰		
		мин.	макс.	средне- арифмети- ческое	мин.	макс.	средне- арифмети- ческое
Воды нормально морских и слабосолененных бассейнов	29	-50	-16	-34,1	-5,3	+1,6	-2,68
Воды доломитовой стадии сгущения	87	-62	-20	-36,0	-6,0	+1,1	-2,76
Рапа гипсовой стадии сгущения	47	-41	-4	-24,6	-4,9	+2,4	-1,60

Рапа галитовой и калийно-магнезиальной стадий сгущения	23	-60	-14	-33,5	-7,4	+0,2	-2,70
Воды с существенной примесью катагенных вод (опресненные)	50	-44	-12	-30,8	-3,7	+4,3	-0,43
Воды с существенной примесью катагенных вод (осолоненные)	38	-48	-15	-31,8	-3,5	+5,4	+0,20

Выявленные закономерности рассмотрим при анализе условий формирования вод, отнесенных к различным выборкам.

7.2. Формирование состава седиментогенных рассолов

Соленые и рассольные воды нижнего гидрогеологического этажа Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба характеризуются широким диапазоном изменения минерализации (от 20 – 35 до 350 – 450 г/дм³), солевого состава (хлоридные натриевые, кальциево-натриевые, натриево-кальциевые и кальциевые), а также содержания микрокомпонентов (например, содержание брома изменяется от 8 – 40 до 5000 – 6750 мг/дм³). Объяснить наблюдаемые вариации их минерализации и солевого состава возможно только с позиции литогенетической концепции и седиментационного происхождения этих вод. Основные положения этой концепции разработаны И. К. Зайцевым [37], М. Г. Валяшко [9], Л. Н. Капченко [57], А. А. Карцевым [60].

Формирование солевого состава седиментогенных рассолов нижнего гидрогеологического этажа определяется захоронением в породах воды древних бассейнов седиментации различной солености и последующим преобразованием (метаморфизацией) их состава в процессе длительного взаимодействия в системе вода – порода – органическое вещество.

Показателем степени осолонения бассейна седиментации является концентрация в водах брома. Этот компонент не участвует в процессах эвапоритовой седиментации и накапливается в рапе солеродных бассейнов, достигая максимальных концентраций на стадии садки калийно-магнезиальных солей и в остаточной эвтонике. В нормальной морской воде содержание брома составляет около 65 мг/дм³, а к началу садки галита его концентрация возрастает до 600 – 700 мг/дм³, при этом хлорбромное отношение

(Cl/Br) остается постоянным близким к 300. После начала садки галита концентрация брома в раше продолжает расти, достигая значений 2—3 г/дм³ к началу садки калийно-магнезиальных солей и до 4—5 г/дм³ и более в эвтонической раше, при этом хлорбромный коэффициент снижается до 50—40. Бром не участвует в процессах аутигенного минералообразования, и после захоронения его концентрация практически не изменяется.

Считается, что обогащение вод бромом возможно за счет его освобождения из остатков некоторых организмов, накапливающих бром в своих тканях. Однако такое дополнительное поступление брома, по-видимому, не велико и существенно не влияет на его общую концентрацию в крепких рассолах.

Нами впервые было показано, что в таких регионах, как ДДВ, с наличием в разрезе мощных соленосных толщ и соляных куполов захороненные воды нормально морских бассейнов седиментации и эвапоритовых бассейнов ранних стадий осолонения (преддоломитовой, доломитовой, раннегипсовой), недонасыщенные хлористым натрием, подвергаются вторичному обогащению этим компонентом путем его конвективно-диффузионного поступления из соленосных толщ и соляных куполов [149]. По этой причине необходимо выделять две линии рассолов.

Рассолы первой линии (первично осолоненные) (табл. 7.2) не подверглись сколько-нибудь существенному вторичному осолонению либо по причине значительного удаления от соленосных толщ, либо вследствие изначального еще в бассейне седиментации предельного насыщения хлористым натрием (галитовая, калийно-магнезиальная стадии). Рассолы второй линии (вторично осолоненные) (табл. 7.3), первоначально недонасыщенные хлористым натрием, после захоронения подверглись значительному (иногда многократному) вторичному осолонению.

Рассолы первой линии в Припятско-Днепровско-Донецком прогибе представлены метаморфизованной водой палеозойских (реже мезозойских) бассейнов седиментации. Отличительной особенностью региона является то, что здесь удается проследить весь ряд первично осолоненных рассолов от морской воды до рапы всех стадий испарительного концентрирования — доломитовой, гипсовой, галитовой, калийно-магнезиальной и эвтоники (раннепермские и девонские эвапоритовые бассейны).

Для этих рассолов характерно закономерное повышение содержания брома при увеличении общей минерализации. Хлор-

Таблица 7.2

Гидрохимические показатели первично осолоненных рассолов

Стадия испарительного концентрирования	Стадия постседиментационного преобразования пород	Минерализация, г/дм ³	Содержание брома, мг/дм ³	Отношения			
				$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCa}{rMg}$	$\frac{B}{Br}$
Нормальная морская вода и преддоломитовая	ПК-МК ₁	32-50	60-110	250-350	0,74-0,80	1,0-1,6	3,1-3,4
Раннедоломитовая	МК ₁	80-115	175-230	260-340	0,68-0,82	2,0-5,0	2-6
Позднедоломитовая	МК ₁ -МК ₂	110-165	235-325	250-350	0,65-0,73	2,4-4,1	2-8
Раннегипсовая	МК ₁ -МК ₂	170-250	335-470	260-345	0,65-0,80	1,4-5,3	1-4
	МК ₃	180-220	405-460	290-320	0,55-0,65	7,7-33,6	3-6
Позднегипсовая	МК ₂	220-280	480-610	250-325	0,68-0,80	2,4-4,1	1-4
	МК ₂	300-350	860-1630	100-260	0,50-0,73	1,6-5,5	1, 2 ДИА ВНУТРИ- СОЛЕВЫХ 20-50
Позднегалитовая	МК ₂	340-380	2000-3400	65-110	0,30-0,50	2,1-6,8	2-4
	МК ₃	345-360	1940-2500	90-110	0,38-0,45	12,0-31,0	4-11
Сильвинитовая	МК ₂	350-400	3800-4700	50-60	0,17-0,36	2,3-6,8	1-4
	Эптоническая	МК ₂	410-450	4900-6750	40-50	0,05-0,10	2,6-5,8

Таблица 7.3

Гидрохимические показатели в трещино осолоненных рассолов

Стадия испарительного концентрирования	Стадия последовательного преобразования пород	Минерализация, г/дм ³	Содержание брома, мг/дм ³	Отношения			Степень вторичного осолонения
				$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rSr}{rMg}$	
Нормальная морская вода и преддоломитовая	ПК	60-175	50-100	630-1370	0,86-0,92	1,4-3,4	5-20
	МК ₁ -МК ₂	70-200	60-90	520-1500	0,75-0,81	1,4-4,4	3-20
Раннедоломитовая	МК ₃	155-330	55-90	1250-2970	0,50-0,79	3,5-14,0	20-140
	МК ₁	85-235	110-230	350-1125	0,66-0,82	1,9-5,1	3-9
	МК ₂	170-305	130-230	538-1500	0,59-0,80	2,9-10,2	10-20
	МК ₃	175-335	110-230	650-1670	0,42-0,65	7,6-39,0	3-60
Позднедоломитовая	МК ₂ -МК ₃	200-230	230-330	375-560	0,75-0,86	2,5-5,8	2-8
	МК ₃	220-285	230-330	370-720	0,66-0,83	2,8-7,0	5-7
Разбавление катагенными водами	Раннегитсовая	205-280	330-440	340-460	0,68-0,78	2,3-6,2	2-10
	МК ₂ -МК ₃	75-160	25-95	600-2900	0,60-0,86	3,0-11,4	50-370
То же и третичное осолонение	МК ₂ -МК ₃	250-330	18-60	3380-11300	0,62-0,77	5,6-14,9	70-890

бромный коэффициент (Cl/Br) сохраняет значения, близкие к 300, до начала галитовой стадии, а затем снижаются до 40—50 для эвтонии после садки калийно-магнезиальных солей. Соответственно натрий-хлорный коэффициент ($\frac{rNa}{rCl}$) до начала галитовой стадии остается близким к 0,75, а для эвтонии снижается до 0,10 и менее.

Весьма слабые рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава хлоркальциевого типа, по В. А. Сулину (минерализация 35—50 г/дм³, содержание брома 50—80 мг/дм³), являющиеся метаморфизованной водой каменноугольных (иногда юрских) морских бассейнов, имеют в регионе ограниченное распространение. Они сохранились местами на северном и южном склонах впадины в отложениях нижнего и среднего карбона, на глубинах 700—2000 м на значительном удалении (10—15 км) от грабенообразной части прогиба. Здесь они проникают также в трещиноватые породы кристаллического фундамента. В этой части региона отсутствовали эвапоритовые бассейны, и не могло происходить вторичное осолонение захороненной морской воды (Городище, Марковка, Двуречная на северном борту, Петропавловка на южном и другие).

На Красно-Поповской структуре такие воды, являющиеся метаморфизованной водой мезозойских морских бассейнов, сохранились в песчаниках серебрянской свиты триаса.

Ниже приводятся основные показатели состава описываемых вод в виде формулы Курлова. Полные анализы характерных проб воды приведены в приложениях А—Г.

Двуречанская, 676 908—1012 м, C₁S

$$Br\ 0,64\ I\ 0,0004\ M\ 32,6\ \frac{Cl\ 97,5}{Na\ 66,9\ Ca\ 19,1\ Mg\ 13,9\ Br} = 305$$

Красно-Поповская, 22 445—481 м, T₂

$$Br\ 0,069\ I\ 0,0002\ NH_4\ 0,008\ M\ 37,8\ \frac{Cl\ 99,7}{Na\ 61,4\ Ca\ 23,8\ Mg\ 14,8\ Br} = 343$$

Слабые рассолы доломитовой стадии осолонения (минерализация 70–170 г/дм³, содержание брома 130–330 мг/дм³) хлоридного кальциево-натриевого состава обнаружены в пределах северного борта (Двуречанская, Анновская, Молодовская, Юльевская, Дружелюбовская площади) и местами в северной прибортовой части бассейна (Северо-Голубовская, Красно-Поповская площади). Здесь такие рассолы были обнаружены в каменноугольных отложениях, а также в трещиноватых зонах фундамента. Они являются производными бассейнов седиментации ранних стадий испарительного концентрирования, из которых они опустились в подстилающие отложения.

Красно-Поповская, 6 949–1049 м, С₂b

$$Br\ 0,176\ I\ 0,001\ B\ 0,011\ NH_4\ 0,06\ M\ 80,9\ \frac{Cl\ 199,7}{Na\ 77,2\ Ca\ 5,2\ Mg\ 7,6}\ \frac{Cl}{Br} = 289$$

Дружелюбовская, 58 1978–1983 м, С₂m

$$Br\ 0,295\ I\ 0,006\ B\ 0,015\ NH_4\ 0,119\ M\ 155,2\ \frac{Cl\ 199,8}{Na\ 71,6\ Ca\ 23,6\ Mg\ 4,8}\ \frac{Cl}{Br} = 325$$

Значительно шире в ДДВ представлены крепкие хлоридные кальциево-натриевые рассолы, производные рапы гипсовой стадии сгущения (минерализация 170–300 г/дм³, содержание брома 330–600 мг/дм³). Такие рассолы распространены на большой площади в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе, а также местами в средне- и нижнекаменноугольном комплексе (рис. 7.2, 7.3). В краевых частях распространения нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса и на северо-западе развиты рассолы раннегипсовой стадии с минерализацией 170–250 г/дм³ (Глинско-Розбышевская, Качановская площади), а на юго-востоке широко представлены рассолы позднегипсовой стадии с минерализацией 250–300 г/дм³ (Шебелинское месторождение, Коломакская, Червоно-Донецкая площади и другие).

Глинско-Розбышевская, 13 2213–2218 м, С₃

$$Br\ 0,348\ I\ 0,004\ B\ 0,014\ NH_4\ 0,024\ M\ 180,4\ \frac{Cl\ 199,9}{Na\ 76,6\ Ca\ 17,3\ Mg\ 5,6}\ \frac{Cl}{Br} = 320$$

Октябрьская, 4 2718—2722 м, C_3

$$Br\ 0,429\ I\ 0,008\ B\ 0,005\ NH_4\ 0,116\ M\ 217,8\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 67,8\ Ca\ 23,2\ Mg\ 9,0}\ \frac{Cl}{Br} = 317$$

Червоно-Донецкая, 3 2196—2240 м, $P_1^{кр}$

$$Br\ 0,480\ I\ 0,013\ B\ 0,021\ M\ 254,4\ \frac{Cl\ 99,5}{Na\ 78,2\ Ca\ 16,2\ Mg\ 5,6}\ \frac{Cl}{Br} = 325$$

Шебелинская, 85 2535—2580 м, $P_1^{кр}$

$$Br\ 0,611\ I\ 0,012\ B\ 0,008\ NH_4\ 0,076\ M\ 281,6\ \frac{Cl\ 99,7}{Na\ 74,8\ Ca\ 19,1\ Mg\ 6,1}\ \frac{Cl}{Br} = 285$$

Рассолы доломитовой и гипсовой стадии, дополнительно несколько обогащенные бромом (хлорбромный коэффициент — 150—250), вероятно, за счет его поступления при разложении органического вещества, развиты также в отложениях нижнего и среднего карбона в виде узкой полосы на северных окраинах Донбасса (Гречишкино, Новый Айдар, Боровская и др.) (рис. 7.3). Присутствие здесь рассолов гипсовой стадии, по всей вероятности, фиксирует существование системы промежуточных лагун и проливов, соединявших раннепермские лагуны ДДВ и северо-западного Донбасса с питавшими их морями на юго-востоке.

Боровская, 53 1469—1475 м, C_2b

$$Br\ 0,434\ I\ 0,008\ B\ 0,009\ NH_4\ 0,058\ M\ 120,6\ \frac{Cl\ 99,7}{Na\ 73,9\ Ca\ 19,5\ Mg\ 6,6}\ \frac{Cl}{Br} = 171$$

Ново-Айдарская, 4 2550—2560 м, C_1v

$$Br\ 0,627\ I\ 0,023\ B\ 0,012\ NH_4\ -\ M\ 225,4\ \frac{Cl\ 99,8}{Na\ 63,5\ Ca\ 31,1\ Mg\ 5,4}\ \frac{Cl}{Br} = 223$$

В северной прибортовой зоне рассолы гипсовой стадии осолонения опустились в горизонты среднего карбона и серпуховского яруса (Сахалинская, Карайкозовская, Березовская площа-

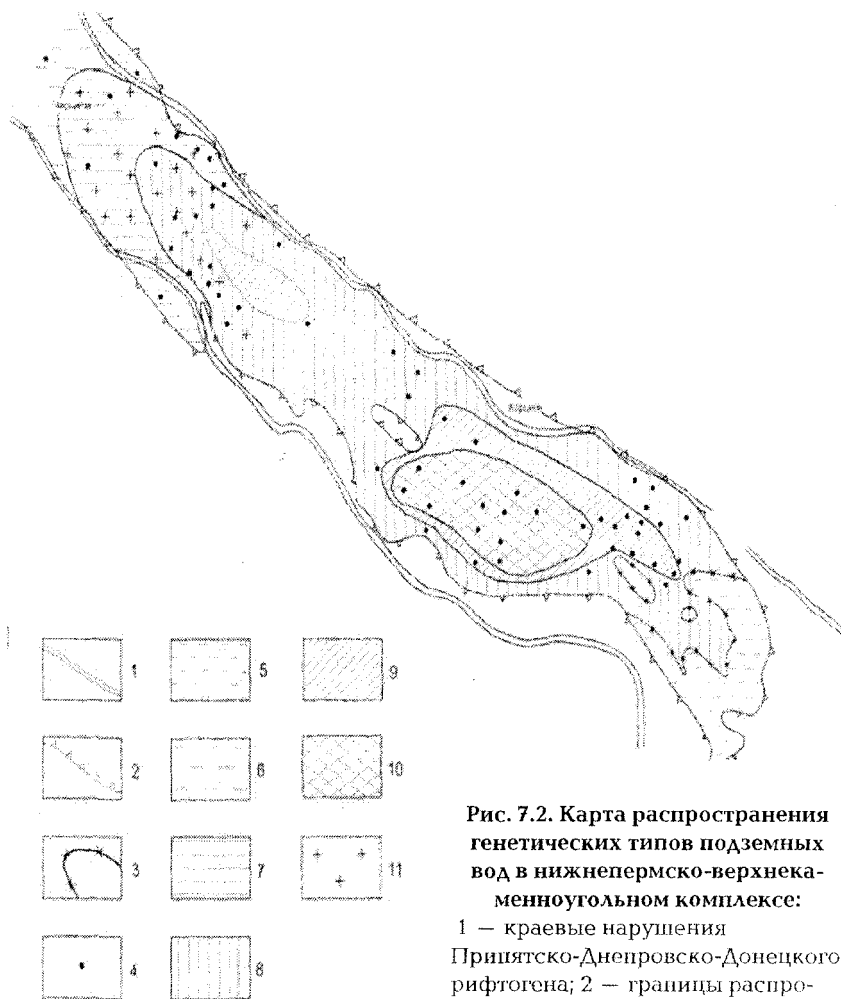


Рис. 7.2. Карта распространения генетических типов подземных вод в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе:

1 — краевые нарушения Припятско-Днепроовско-Донецкого рифтогена; 2 — границы распространения комплекса; 3 — граница

выхода комплекса на поверхность и под кайнозойские отложения; 4 — пункты опробования; 5—10 — площади развития вод различного генезиса: 5 — инфильтрогенные воды; 6 — смешанные инфильтрогенные и седиментогенные воды; 7—10 — седиментогенные воды производные бассейнов различной солёности: 7 — нормальной морской воды; 8 — доломитовой стадии осолонения; 9 — гипсовой стадии осолонения; 10 — галитовой стадии осолонения; 11 — вторичное осолонение

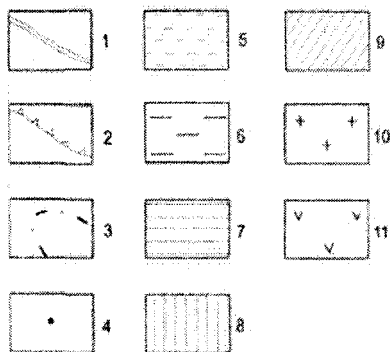
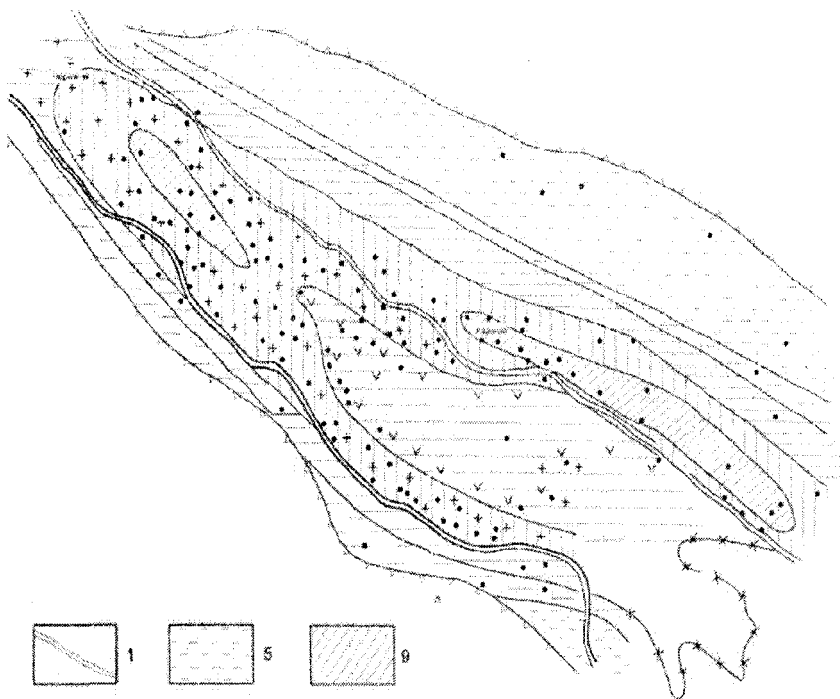


Рис. 7.3. Карта распространения генетических типов подземных вод в верхневизейском комплексе:

1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена; 2 — границы распространения комплекса; 3 — граница открытого Донбасса; 4 — пункты опробования; 5—9 — площади развития вод различного генезиса: 5 — инфильтрогенные воды; 6 — смешанные инфильтрогенные и седиментогенные воды; 7—9 — седиментогенные воды производные бассейнов различной солености: 7 — нормальной морской воды; 8 — доломитовой стадии осолонения; 9 — гипсовой стадии осолонения; 10 — вторичное осолонение; 11 — разбавленные дегидратационными водами

ди). В то же время в южной прибортовой зоне такие случаи не отмечены. Это можно рассматривать как свидетельство того, что здесь отсутствовали раннепермские осолоненные лагуны.

Весьма крепкие рассолы (минерализация — 300 — 360 г/дм³, содержание брома — 700 — 1600 мг/дм³) хлоридного кальциево-натриевого состава, являющиеся производными рапы раннепермских эвапоритовых бассейнов раннегалитовой стадии осолонения, развиты во внутрисолевых нижнепермских и подсолевых нижнепермско-верхнекаменноугольных отложениях в наиболее погруженной части юго-востока ДДВ (Мелиховка, Медведовка, Крестище, Кобзевка и др.) (рис. 7.2).

Мелиховская, 39 2460 — 2605 м, P₁^{sl}

$$Br\ 1,55\ I\ 0,13\ B\ 0,05\ NH_4\ 0,31\ M\ 327,3\ \frac{Cl\ 199,1Br\ 0,3}{Na\ 62,9Ca\ 27,9Mg\ 8,7K\ 0,5}\ \frac{Cl}{Br} = 130$$

Кегичевская, 17 3042 — 3065 м, P₁^{kt}

$$Br\ 1,13\ I\ 0,027\ NH_4\ 0,097\ M\ 309,4\ \frac{Cl\ 199,5Br\ 0,2}{Na\ 69,1Ca\ 21,1Mg\ 9,7}\ \frac{Cl}{Br} = 170$$

Крестищенская, 157 3910 — 3928 м, C₃

$$Br\ 1,63\ I\ 0,02\ B\ 0,017\ NH_4\ 0,194\ M\ 360,2\ \frac{Cl\ 199,4Br\ 0,3}{Na\ 57,0Ca\ 28,9Mg\ 14,0}\ \frac{Cl}{Br} = 140$$

Рассолы позднегалитовой стадии раннепермского галогенеза с содержанием брома 2077 мг/дм³ получены на западной периклинали Кобзевского поднятия в скважине 106.

Кобзевская, 106 3600 — 3608 м, C₃

$$Br\ 2,077\ I\ 0,007\ NH_4\ 0,086\ M\ 326,1\ \frac{Cl\ 199,3Br\ 0,5}{Na\ 54,9Ca\ 31,8Mg\ 13,3}\ \frac{Cl}{Br} = 99$$

Рассолы, связанные с более поздними стадиями раннепермского галогенеза, в ДДВ до настоящего времени не обнаружены,

хотя их существование во внутрисолевых проницаемых линзах в верхних ритмах соленосной толщи вполне вероятно, поскольку установлено, что раннепермский галогенез доходил до стадии садки бишофита. В подсолевые отложения они не опустились, чему, вероятно, препятствовали мощные толщи нижнепермской соли.

Рассолы, связанные с захоронением рапы верхнедевонских эвапоритовых бассейнов, распространены во внутрисолевых, межсолевых и подсолевых отложениях девона. Наиболее полно они представлены в Припятском прогибе и в меньшей степени в ДДВ. Рассолы гипсовой и раннегалитовой стадии сгущения в девоне встречаются нечасто (Грибова Рудня и некоторые другие площади). В то же время в девоне наиболее полно представлены весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы, связанные с наиболее поздними стадиями эвапоритового процесса.

Хлоридные рассолы натриево-кальциевого состава с минерализацией 340—380 г/дм³ и содержанием брома 1,6—3,6 г/дм³ позднегалитовой стадии сгущения широко представлены в межсолевом девонском комплексе Припятского прогиба (Осташковичская, Давыдовская площади и др.). В ДДВ они были зафиксированы во внутрисолевых горизонтах девона на Сагайдакской площади.

Давыдовская, 10 2827—2857 м, D₃zd-el

$$\text{Br } 2,86 \text{ I } 0,053 \text{ B } 0,124 \text{ NH}_4 \text{ } 0,849 \text{ M } 356,8 \frac{\text{Cl}99,3\text{Br}0,6}{\text{Ca}49,0\text{Na}38,1\text{Mg}9,6\text{K}3,3} \frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = 78$$

Сагайдакская, 51 4610—4685 м, D₃

$$\text{Br } 2,48 \text{ I } 0,06 \text{ B } 0,264 \text{ NH}_4 \text{ } 0,516 \text{ M } 358,2 \frac{\text{Cl}99,4\text{Br}0,5}{\text{Ca}55,6\text{Na}38,1\text{Mg}4,7\text{K}1,6} \frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = 90$$

В Припятском прогибе в подсолевом девонском комплексе на многих площадях развиты хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые рассолы с минерализацией 380—400 г/дм³, содержанием брома 3,8—4,7 г/дм³ и максимальным для региона содержанием калия (4,5—18 г/дм³). Они являются производными рапы эвапоритовых бассейнов сильвинитовой стадии сгущения.

Сколодинская, 1 2798 — 2820 м, D₃sch

$$Br\ 4,74\ I\ 0,034\ B\ 0,051\ NH_4\ 0,446\ M\ 384,1\ \frac{Cl\ 99,0\ Br\ 0,8}{Ca\ 62,2\ Na\ 20,2\ Mg\ 15,9\ K\ 1,6}\ \frac{Cl}{Br} = 51$$

Шатилковская, 2 4191 — 4215 м, D₃sm-pet

$$Br\ 4,49\ I\ 0,013\ B\ 0,150\ NH_4\ 0,677\ M\ 401,0\ \frac{Cl\ 99,0\ Br\ 0,8}{Ca\ 67,2\ Na\ 15,5\ Mg\ 10,6\ K\ 6,6}\ \frac{Cl}{Br} = 55$$

На некоторых площадях Припятского прогиба (Горохов, Копаткевичи) в подсолевом девонском комплексе были зафиксированы сверхкрепкие рассолы (410 — 450 г/дм³) хлоридного кальциевого состава (натрий-хлорный коэффициент 0,05 — 0,08) с максимальным для региона содержанием брома 5,5 — 6,75 г/дм³ (хлорбромный коэффициент — 40 — 50). Их формирование связано с захоронением и метаморфизацией хлоридной магниевой эвтоник, оставшейся после выпадения калийных солей. Концентрация калия в них несколько ниже, чем в рассолах сильвинитовой стадии сгущения (4,6 — 7,0 г/дм³).

Гороховская, 1 2908 — 2930 м, D₃sch

$$Br\ 6,27\ I\ 0,082\ B\ 0,129\ NH_4\ 0,129\ M\ 423,3\ \frac{Cl\ 98,2\ Br\ 1,0}{Ca\ 75,6\ Mg\ 19,2\ Na\ 3,7\ K\ 1,5}\ \frac{Cl}{Br} = 44$$

Гороховская, 1 3013 — 3028 м, D₂t-lž

$$Br\ 6,75\ I\ 0,010\ B\ 0,040\ NH_4\ 0,128\ M\ 438,6\ \frac{Cl\ 98,2\ Br\ 1,1}{Ca\ 73,7\ Mg\ 20,6\ Na\ 4,2\ K\ 1,5}\ \frac{Cl}{Br} = 42$$

Рассолы первой линии (первично осолоненные) залегают в основном в породах невысокой степени измененности (зона начального катагенеза, градации ПК₁ — ПК₃, МК₁ — МК₃). Современные пластовые температуры не более 100° С. Их метаморфизация происходила главным образом на стадии диагенеза и заключалась в десульфатизации и замене большей части магния на кальций в процессе вторичной доломитизации известняков. Равно-

весное эквивалентное отношение кальция к магнию в растворе установилось на уровне 3 — 5.

Специфические особенности взаимодействия в системе вода — порода — газ — органическое вещество отмечаются во внутрисолевых нижнепермских и межсолевых девонских отложениях. В них отмечена высокая степень обогащения рассолов йодом, что, вероятно, связано с наличием биогермных построек, организмы-строители которых накапливали в своих тканях йод, а также бором. В каменноугольных отложениях к северу от Донбасса установлено очень высокое обогащение бессульфатных рассолов стронцием, барием и дополнительное обогащение бромом. Во внутрисолевых отложениях Сагайдакской площади залегание рассолов в зоне глубинного катагенеза определило их участие в постлитификационной доломитизации известняков и натрийкальциевом обмене, а также высокое обогащение рассолов бором, литием, рубидием, цезием.

Рассолы второй линии (вторично осолоненные) представляют метаморфизованную морскую воду или рассолы эвапоритовых бассейнов начальных стадий испарительного концентрирования (преддоломитовой, доломитовой, раннегипсовой), которые после захоронения подверглись вторичному осолонению в результате длительного конвективно-диффузионного поступления хлористого натрия из соленосных толщ и соляных куполов. В итоге их минерализация в зависимости от степени вторичного осолонения, определяемой близостью соленосных пород и продолжительностью процесса, увеличилась в 2 — 10 раз вплоть до предельного насыщения NaCl (до 320 г/дм³), а хлорбромное отношение увеличилось до 600 — 1200 и даже до 2400 — 3000.

Вторично осолоненные рассолы заполняют большую часть коллекторов надсолевого девона, нижнего и среднего карбона, а также триаса. Источником осолонения, кроме соляных куполов, для вод первых трех комплексов являются девонские соленосные толщи, а для вод триаса — нижнепермская соленосная толща. Увеличение минерализации морской воды и рассолов ранних стадий испарительного концентрирования в надсолевом девоне и карбоне в течение каменноугольного периода до степени крепких рассолов привело к тому, что рапа раннепермских эвапоритовых бассейнов не смогла конвективно опуститься в эти отложения, и в них сохранились древние седиментогенные вторично осолоненные воды с уровнем содержания брома, характерным

для морской воды и рассолов доломитовой стадии сгущения на глубинах до 5,5 км (Комышнянская, Гадячская площади и др.) (рис. 7.3).

Комышнянская, 9 5464—5560 м, C_1v_2

$$Br\ 0,065\ I\ 0,022\ B\ 0,029\ NH_4\ 0,155\ M\ 180,0\ \frac{Cl_{99,6}}{Na_{73,8}Ca_{19,2}Mg_{6,9}}\ \frac{Cl}{Br} = 1700$$

Гадячская, 9 5270—5303 м, C_1v_2

$$Br\ 0,066\ I\ 0,016\ B\ 0,017\ NH_4\ 0,247\ M\ 257,5\ \frac{Cl_{99,7}}{Na_{62,8}Ca_{33,2}Mg_{4,0}}\ \frac{Cl}{Br} = 2420$$

Подземная вода, полученная с одной из наибольших на сегодняшний день глубины 6053—6225 м в центральной части ДДВ на Ключниковской площади, может быть отнесена к рассолу доломитовой стадии сгущения, вторично осолоненной примерно в 1,7 раза.

Ключниковская, 1 6053—6225 м, C_1v_2

$$Br\ 0,267\ I\ 0,005\ B\ 0,015\ NH_4\ 0,068\ M\ 221,2\ \frac{Cl_{99,6}}{Na_{76,7}Ca_{17,5}Mg_{5,7}}\ \frac{Cl}{Br} = 510$$

Вторично осолоненные седиментогенные рассолы залегают в породах, степень изменения которых варьирует в широких пределах от протокатагенеза до апокатагенеза, поэтому степень метаморфизации этих рассолов также меняется в широких пределах. В слабоизмененных красноцветных формациях на северо-западе ДДВ захороненная во время раннепермской трансгрессии морская вода практически не подверглась десульфатизации, а вторичное осолонение привело к снижению относительного содержания хлористого кальция и повышению натрий-хлорного коэффициента до 0,90—0,96.

Олишевская, 6 1164—1170 м, P_1

$$Br\ 0,063\ I\ 0,001\ B\ 0,015\ NH_4\ 0,014\ M\ 88,7\ \frac{Cl_{95,1}SO_4\ 4,8}}{Na_{82,5}Ca_{11,4}Mg_{6,0}}\ \frac{Cl}{Br} = 632$$

Адамовская, 6 1790 — 1795 м, C_2b

$$Br\ 0,063\ I\ 0,005\ B\ 0,006\ NH_4\ 0,024\ M\ 99,4\ \frac{Cl\ 197,6\ SO_4\ 2,2}{Na\ 89,7\ Ca\ 7,0\ Mg\ 1,3}\ \frac{Cl}{Br} = 942$$

В терригенно-карбонатных формациях карбона, подвергшихся изменению в зоне глубинного катагенеза (градации $MK_3 - MK_4$), в составе вторично осолоненных рассолов отмечается абсолютное и относительное возрастание концентрации хлорида кальция, резкое возрастание кальций-магниевого отношения (до 15 — 30) и снижение натрий-хлорного отношения (до 0,50 — 0,55 и менее). Это отражает участие рассолов в разнообразных процессах минеральных преобразований, таких как постлитификационная доломитизация, хлоритизация с увеличением магнезиальности хлоритов, альбитизация основных плагиоклазов и другие, которые ведут к обогащению вод кальцием за счет магния и натрия и развитие которых в зоне глубинного катагенеза установлено литологическими исследованиями. Особенно четко натрий-кальциевый обмен проявляется в породах с высоким уровнем кальцийсодержащих алюмосиликатов, таких как полимиктовые и грауваковые песчаники, что особенно характерно для турнейско-нижневизейского комплекса.

Руденковская, 29 3690 — 3705 м, C_1t

$$Br\ 0,211\ I\ 0,039\ B\ 0,028\ NH_4\ 0,042\ M\ 246,6\ \frac{Cl\ 199,98}{Na\ 51,7\ Ca\ 42,9\ Mg\ 4,2\ K\ 1,1}\ \frac{Cl}{Br} = 721$$

Горобцовская, 12 4673 — 4683 м, C_1v_1

$$Br\ 0,108\ I\ 0,149\ B\ 0,040\ NH_4\ 0,305\ M\ 282,1\ \frac{Cl\ 199,9}{Ca\ 57,2\ Na\ 41,9\ Mg\ 4,8}\ \frac{Cl}{Br} = 1638$$

В этом отношении представляет также интерес рассол, полученный из трещиноватых пород фундамента на Безлюдовском месторождении, где натрий-кальциевый обмен в трещиноватых основных породах габбро привел к появлению хлоридного кальциево-натриевого рассола с высоким уровнем накопления кальция.

Безлюдовская, 1 3730—3750 м, PR₁

$$Br\ 0,190\ I\ 0,022\ B\ 0,019\ NH_4\ 0,027\ M\ 188,0\ \frac{Cl\ 199,4}{Na\ 51,9\ Ca\ 45,8\ Mg\ 2,2\ Br} = 613$$

Интересные закономерности выявляются при анализе изотопного состава молекул воды изученных рассолов.

Из таблицы 7.1 видно, что воды, которые рассматриваются как производные нормально морских и слабоосолоненных бассейнов, а также бассейнов доломитовой стадии испарительного концентрирования, практически не отличаются по своему изотопному составу. Небольшие различия среднеарифметических значений между выборками не являются статистически значимыми.

В то же время рассолы, производные рапы гипсовой стадии испарительного концентрирования, отличаются от рапы более ранних стадий существенным изотопным утяжелением как по дейтерию, так и по кислороду -18. Среднеарифметические значения увеличиваются более чем в 1,5 раза, а максимальные значения в 2—4 раза, и это различие является статистически значимым. В этой выборке на Глинско-Розбышевском и Качановском месторождениях в отложениях московского яруса, рассолы которых по ряду признаков являются наиболее типичными рассолами гипсовой стадии, были зафиксированы изотопно наиболее тяжелые рассолы со значениями δD от -4 до -10 ‰ и $\delta^{18}O$ от -0,5 до +0,1 ‰. Изотопное утяжеление этих рассолов является следствием их испарительного концентрирования.

Наоборот, для рассолов, которые являются производными рапы галитовой и калийно-магнезиальной стадий испарительного сгущения, отмечается явное изотопное облегчение по сравнению с гипсовой стадией. Среднеарифметические значения δD и $\delta^{18}O$ для этих рассолов становятся такими же, как для вод производных нормально морских и слабосолененных бассейнов седиментации.

Выявленная закономерность может рассматриваться как проявление в конкретных условиях исследуемого района эффекта Гонфиантини, который заключается в том, что при солнечном упаривании морской воды в эвапоритовых бассейнах после начала садки галита концентрация тяжелых изотопов D и ^{18}O снижается, а не повышается, как это происходит на ранних стадиях

испарения [60]. Природу данного эффекта обычно связывают с особенностями гидратации солей в высококонцентрированных растворах.

Выявление эффекта Гонфиантини можно рассматривать как свидетельство правильности представлений об участии в формировании подземных рассолов ДДВ вод бассейнов седиментации различной степени осолонения.

7.3. Генезис и формирование вод относительно пониженной минерализации и низкобромных рассолов из глубоких горизонтов

Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос о составе и происхождении вод относительно пониженной минерализации, выявленных в глубоких горизонтах ДДВ. В настоящее время такие воды обнаружены более чем на 25 структурах в центральной и юго-восточной частях ДДВ на глубинах 3,6–6,3 км в водоносных горизонтах от московского яруса среднего карбона до турнейского яруса нижнего карбона.

Минерализация этих вод колеблется от 55–75 до 130–150 г/дм³, что значительно ниже, чем в вышележащих горизонтах на глубинах 2–3 км, где минерализация вод на рассматриваемых площадях составляет 200–250 г/дм³ и выше. Несмотря на значительные колебания содержания отдельных компонентов состава, четко прослеживаются основные гидрохимические особенности относительно опресненных вод: пониженное содержание брома (обычно 25–100 мг/дм³), соответственно, высокие значения хлорбромного коэффициента (600–2900 и выше), повышенное содержание гидрокарбонат-иона (обычно 300–1000 мг/дм³), повышенное содержание бора (30–100 мг/дм³) и особенно высокое отношение

к бромид-иону $\frac{B}{Br} \cdot 100 (50-370)$, повышенное содержание редких щелочных

металлов (лития — до 30 мг/дм³, рубидия — до 1,5 мг/дм³, цезия — до 1,0 мг/дм³), а также аммония (60–180 мг/дм³). Воды обычно малосульфатные. Уровень накопления кальция и магния колеблется в широких пределах, что находит выражение в больших колебаниях коэффициентов

$\frac{rNa}{rCl} (0,67-0,84)$ и $\frac{rCa}{rMg} (3,0-11,4)$

Характерные примеры относительно опресненных вод:

Солоховская, 40 3780—3830 м, C_1V_2

$$Br\ 0,085\ I\ 0,019\ B\ 0,049\ NH_4\ 0,085\ M\ 78,4\ \frac{Cl\ 199,3\ HCO_3\ 0,6}{Na\ 75,5\ Ca\ 21,3\ Mg\ 3,2}\ \frac{Cl}{Br} = 560$$

Волоховская, 14 4408—4420 м, C_1S_2

$$Br\ 0,027\ I\ 0,016\ B\ 0,097\ NH_4\ 0,144\ M\ 98,2\ \frac{Cl\ 199,0\ HCO_3\ 0,9}{Na\ 70,2\ Ca\ 26,6\ Mg\ 3,2}\ \frac{Cl}{Br} = 2245$$

К этой группе относится и одна из наиболее глубоких изученных подземных вод в ДДВ, полученная на Кобзевском месторождении:

Кобзевская, 12 6065—6254 м, C_2m

$$Br\ 0,118\ I\ 0,011\ M\ 130,8\ \frac{Cl\ 199,5\ HCO_3\ 0,4}{Na\ 67,4\ Ca\ 19,6\ Mg\ 13,0}\ \frac{Cl}{Br} = 691$$

Бор и редкие щелочные металлы в подземных водах могут иметь различное происхождение. Некоторая их часть наследуется седиментогенными водами от вод бассейнов седиментации — морских и осолоненных лагун, где их концентрация повышается при солнечном упаривании. В глубоких горизонтах дополнительное обогащение этими компонентами может происходить при выделении дегидратационных вод, которые выносят сорбированные глинистыми минералами бор, литий, рубидий, цезий. Высокие концентрации бора могут быть также связаны с соленосными толщами [73; 74]. В областях современного и недавнего вулканизма углекислые подземные воды часто отличаются очень высоким содержанием бора и редких щелочей, которые здесь имеют метаморфическое и магматическое происхождение.

То обстоятельство, что в условиях ДДВ вблизи активизированных участков краевых глубинных тектонических нарушений, где достоверно фиксируется поступление газов из кристаллического фундамента ($He-Ar-N_2$ -аномалии), никакого повышения концен-

трации *B*, *Li*, *Rb*, *Cs* в водах не выявлено, позволяет полагать, что последние связаны не с миграцией из глубинных зон, а поступают в воды в погруженных толщах осадочных пород в ходе дегидратации глинистых минералов, и это позволяет считать их повышенные и высокие концентрации индикаторами присутствия катагенных и метагенных вод.

Газовый состав рассматриваемых вод углеводородный с заметным увеличением содержания углекислого газа (до 5–7%). Горизонты, из которых получены относительно опресненные воды, приурочены к существенно глинистым частям разреза. Пластовые температуры 100–150°С. Степень катагенетического изменения пород соответствует градации МК₃ и выше. Для горизонтов характерно развитие сверхгидростатических или повышенных пластовых давлений.

Явление снижения минерализации подземных вод с глубиной (гидрохимическая инверсия) в карбоне ДДВ было описано нами совместно с В. И. Лялько в 1973 г., и это было первое упоминание о гидрохимической инверсии в древних бассейнах с палеозойским осадочным выполнением [99]. До этого явление гидрохимической инверсии было известно в молодых мезокайнозойских впадинах с мощным осадочным чехлом, таких как Куринская, Индоло-Кубанская и др. Впоследствии было установлено, что данное явление, кроме ДДВ, имеет широкое развитие и в других глубоких палеозойских депрессиях — Печорской, Прикаспийской и др. Исследователи, изучавшие явление глубинной гидрохимической инверсии, пришли к выводу, что оно связано с выделением дегидратационной воды при преобразованиях глинистых минералов в зоне глубинного катагенеза. Подобные представления изложены в работах Ю. А. Ежова [35], Ю. Б. Селецкого [117; 118], С. Р. Крайнова с соавторами [75], А. А. Карцева [60; 61], Л. Н. Капченко [57] и других исследователей. Анализ особенностей состава относительно опресненных вод и условий их залегания в ДДВ также позволил нам прийти к выводу о том, что их происхождение связано с выделением дегидратационной катагенной (литогенной) воды и разбавлением ею седиментогенных рассолов различной минерализации [99; 137; 142].

Этот вывод подтверждается также исследованием изотопного состава молекул воды. Установлено, что по концентрации дейтерия относительно опресненные воды несколько легче вод гипсовой стадии осолонения и немного тяжелее вод других вы-

борок (среднеарифметическое значение δD составляет $-30,8 \text{ ‰}$). Однако они отличаются от седиментогенных вод по концентрации тяжелого кислорода. Среднеарифметическое значение $\delta^{18}O$ составляет $-0,43 \text{ ‰}$, а в пробе воды из скважины Березовская 55 $\delta^{18}O$ достигает $+4,3 \text{ ‰}$ (табл. 7.1).

Известны три механизма, приводящие к изотопному утяжелеанию кислорода подземных вод [60]. Это может быть интенсивный изотопный кислородный обмен в системе вода — карбонаты при высоких температурах. В нашем случае этот механизм маловероятен, поскольку все исследованные пробы получены из терригенных коллекторов. Обогащение седиментогенных вод кислородом — 18 происходит также при их смешении с катагенными водами и конденсатогенными водами, дистилляция которых происходила при высоких температурах [67].

Приуроченность всех случаев получения относительно опресненных вод к горизонтам, подстилаемым и перекрываемым мощными глинистыми толщами, позволяет считать, что основной причиной обогащения их тяжелым изотопом кислорода является присутствие в их составе катагенных вод, выделившихся при дегидратации монтмориллонита и других преобразованиях глинистых минералов.

Были высказаны и другие точки зрения относительно происхождения относительно опресненных вод глубоких горизонтов ДДВ. В. В. Колодий развивал представление о конденсационной и солюционной природе маломинерализованных вод, выносимых восходящими потоками углеводородных газов и нефтей с больших глубин и выделяющихся из растворов при снижении пластовых температур и давлений [63; 67]. В качестве одного из аргументов в пользу конденсационного (конденсатогенного) происхождения вод пониженной минерализации В. В. Колодий приводит данные о якобы наличии вод очень малой минерализации на Западно-Сосновском месторождении [67]. Однако в действительности пластовые воды на Западно-Сосновском месторождении, как и на других месторождениях в нижней перми — верхнем карбоне на юго-востоке ДДВ, имеют очень высокую минерализацию до $(300 - 330 \text{ г/дм}^3)$ и очень высокое содержание брома (до 1045 мг/дм^3). Приводимые же В. В. Колодием анализы относятся к конденсационным водам из скважин, работающих газом. Такие техногенные воды образуются в результате конденсации паров воды из газа в стволе скважины и в сепарационных

устройствах, где и формируются их минерализация и разнообразный солевой состав. Они давно известны на Шебелинском и других месторождениях [132].

В принципе нельзя отрицать возможности участия конденсатогенных вод в формировании пластовых вод пониженной минерализации. Однако одно обстоятельство заставляет нас с осторожностью оценивать масштабы этого явления. На крупнейших Шебелинском, Западно-Крестищенском и других крупных месторождениях в нижней перми — верхнем карбоне на юго-востоке ДДВ, где, несомненно, произошло внедрение больших объемов газа в продуктивный комплекс из более глубоких горизонтов, не отмечено каких-либо существенных следов опреснения подошвенных и приконтурных вод. Последние представлены высококонцентрированными рассолами с минерализацией 275 — 340 г/дм³ и содержанием брома 500 — 1600 мг/дм³. Содержание таких компонентов, как гидрокарбонат-ион, бор, аммоний, в них невелико. Характерные особенности состава позволяют считать эти рассолы метаморфизованной рапой раннепермских эвапоритовых бассейнов позднегипсовой и галитовой стадий испарительного концентрирования. Вынос конденсатогенных вод имел здесь, по-видимому, небольшие масштабы.

В то же время относительное опреснение вод фиксируется на месторождениях, где запасы газа незначительны (Дробышевское) или же промышленных залежей газа вообще не выявлено (Светлановская, Балаклејско-Савинцевская площади). Данное обстоятельство не позволяет отводить конденсатогенным водам основное значение в формировании гидрохимической инверсии.

В. Г. Суярко и А. Н. Истоминым (2006) предложена модель формирования слабоминерализованных вод в результате их выпадения из газа при внедрении последнего в зоны дилатансии. По существу, эта модель близка к конденсационной концепции.

В статье В. В. Глушко, А. Е. Лукина, В. А. Кривошеи и И. В. Сарнова приведены данные детального исследования пробы воды из скважины 500 Мачехского газового месторождения на юге центральной части ДДВ [23]. Описанная вода имеет низкую минерализацию (2,512 — 12,384 г/дм³), хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав, относится к гидрокарбонатнатриевому типу, по В. А. Сулину. В воде практически отсутствуют бром и йод и отмечены повышение концентрации бора, аммония, железа и ряда металлов (Zn, Al, Pb, Ti, Cr, V, Mo и др.). Авторы приходят к выводу,

что на Мачехском месторождении на глубине 5189 – 5247 м в отложениях турне наблюдается глубинная гидрогеологическая аномалия, сформировавшаяся в результате «конденсации перегретых флюидов, которые поступали по глубинному разлому из мантии (привнос хрома и др.) и промежуточных магматических очагов (привнос бора, лития и др.» [23, с. 13].

В последующих работах А. Е. Лукина эти идеи получили дальнейшее развитие. В частности, делается вывод о существовании третьего гидрогеологического этажа, в котором распространены глубинные маломинерализованные воды в различных авлакогенных бассейнах, где выявлены гидрохимические инверсии [90; 92].

Следует, однако, обратить внимание на некоторые обстоятельства, которые заставляют с осторожностью отнестись к указанным выводам. Прежде всего, есть сомнения в представительности пробы воды из скважины 500 Мачехского месторождения. Эта проба, отобранная из скважины, фонтанировавшей газом, может оказаться обычной техногенной конденсационной водой. Количество водного конденсата, выпадающего при подъеме газа на поверхность, тем больше, чем выше пластовые давление, температура и чем выше содержание в газе углекислоты. Поэтому в условиях Мачехского месторождения водный фактор может быть значительным.

Техногенные конденсационные воды являются маломинерализованными и свой солевой состав формируют в основном в стволе скважины и сепарационных устройствах в процессе взаимодействия конденсирующейся влаги с их поверхностью. В результате возможно обогащение агрессивных вод железом и металлами, используемыми в качестве легирующих добавок. Выяснить, какие компоненты присутствовали в первоначальной пароводяной смеси, а какие имеют техногенное происхождение, практически невозможно.

Даже если допустить, что часть водного конденсата поступает из более глубоких горизонтов, необходимо иметь в виду, что в девоне, залегающем глубже исследованного горизонта, присутствуют вулканогенные отложения, а в песчаниках и конгломератах имеются обломки магматических пород, и подземные воды различного генезиса, в том числе дегидратационные маломинерализованные воды, контактируя с этими породами в течение длительного времени в условиях высоких температур, могли обогатиться различными компонентами, в том числе металлами.

Как показано в ряде работ, конденсационные воды имеют такой же изотопный состав, как и рассолы, с поверхности которых они испарились в газовую залежь в условиях высоких температур и давлений [67; 119]. Изотопный состав воды из скважины 500 Мачехского месторождения, по данным А. Е. Лукина, имеет следующие характеристики: $\delta D = -23,5 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = +3,5 \text{ ‰}$ [92]. По нашим данным, пластовые рассолы нижевизейско-гурнейского комплекса на соседнем с Мачехским Горобцовском месторождении имеют такие изотопные характеристики: δD от -20 до -40 ‰ , $\delta^{18}O$ от $-1,6$ до $+2,6 \text{ ‰}$. Как видим, изотопные характеристики этих вод достаточно близки и отличаются изотопным сдвигом по кислороду, что характерно для всех пластовых вод из глубоких горизонтов ДДВ как высокоминерализованных рассолов, так и вод относительно пониженной минерализации (табл. 7.1). Таким образом, изотопные данные не противоречат предположению о конденсационной природе воды из скважины 500.

Примечательно также то, что в нижевизейско-гурнейском комплексе при опробовании водоносных горизонтов маломинерализованные воды не выявлены ни на Мачехском месторождении, ни на соседних структурах. При опробовании водоносных горизонтов турне в скважине 5 Мачехского месторождения получены притоки рассолов с минерализацией $190 - 247 \text{ г/дм}^3$, по составу близких к рассолам других площадей ДДВ. Высокоминерализованные рассолы (минерализация $200 - 334 \text{ г/дм}^3$) получены также из водоносных и газоводоносных горизонтов нижевизейско-гурнейского комплекса на соседнем Горобцовском месторождении. Пластовые рассолы с высокой минерализацией получены из этого комплекса также на Руденковском и Зачешиловском месторождениях. Отмеченные в скважине 3 Родниковской площади ($C_1 v_2$) воды низкой минерализации ($3,4 - 13,9 \text{ г/дм}^3$) получены при опробовании горизонтов, давших очень слабые притоки, и представляют смесь с преобладанием технической воды, что подтверждают и очень легкие их изотопные характеристики.

Пластовых вод со столь низкой степенью минерализации, как в скважине 500 Мачехского месторождения, не выявлено и на других площадях, в том числе и на максимальных изученных глубинах до $6,0 - 6,3 \text{ км}$. До настоящего времени пластовых вод с минерализацией менее $55 - 75 \text{ г/дм}^3$ в глубоких горизонтах ДДВ достоверно не выявлено. По-видимому, нельзя отрицать возможности внедрения с больших глубин очень слабоминерализован-

ных вод, при этом происхождение их может быть различным — конденсатогенные, катагенные, метаморфогенные. Однако их существование требует подтверждения на более значительном и надежном фактическом материале.

Необходимо также отметить, что относительно величины минерализации и состава ювенильных (мантийных) вод в литературе высказаны диаметрально противоположные точки зрения. В. Ф. Дершгольц [30], Е. С. Гавриленко [20] и другие исследователи полагают, что ювенильные воды являются высокоминерализованными хлоридными высокобромными рассолами. В то же время В. И. Дюнин [33] и А. Е. Лукин [90; 92] считают, что мантийные растворы являются маломинерализованными и безбромными.

Есть веские основания полагать, что мантийногенные водные растворы вряд ли могут быть как весьма концентрированными высокобромными рассолами, так и слабоминерализованными безбромными водами. Если придерживаться представлений о формировании гидросферы и атмосферы Земли в результате дегазации (дефлюидизации) вещества мантии, как это показано А. П. Виноградовым, то точки зрения как о весьма высокой, так и очень малой минерализации ювенильных растворов входят в противоречие с наблюдаемой величиной минерализации океанической воды (35 г/дм^3) и концентрацией в ней брома (65 мг/дм^3). Действительно, трудно представить, как маломинерализованные гидрокарбонатные растворы могли сформировать соленый хлоридный океан. Л. Н. Капченко показал, что с учетом объема хлоридных солей, захороненных в осадочных толщах, исходная минерализация глубинных вод, сформировавших Мировой океан, составляла около 50 г/дм^3 [57]. Проведенный нами анализ фанерозойской истории солености Мирового океана на основании исследования соленакопления также показывает, что минерализация мантийных вод, подпитывавших океан в течение фанерозоя, могла составлять от $28,5$ до $49,9 \text{ г/дм}^3$ [147].

Согласно современным представлениям, наиболее надежным критерием мантийного происхождения флюидов является «гелиевая метка» — повышенное значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, которое фиксируется в водах и газах областей современного вулканизма и активизированных зон [70]. Имеются данные о том, что в газе некоторых месторождений ДДВ отмечаются повышенные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ [24]. Однако глубинный гелиевый поток может быть и не связан с выносом мантийной воды и угле-

водородных газов. Указание на то, что высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ отмечены на Яблуновском, Глинско-Розбышевском, Талалаевском месторождениях, не может быть свидетельством их связи с маломинерализованными водами, поскольку на указанных месторождениях проявлений гидрохимической инверсии не установлено.

Кроме того, вблизи краевых глубинных разломов, ограничивающих Припятско-Днепровско-Донецкий рифтоген, в том числе их активизированных участков, таких как район Шевченковской структуры вблизи северного нарушения, и Зачепиловско-Левенцовский вал в зоне южного краевого нарушения, отмеченных, как уже указывалось, контрастными температурными аномалиями и аномально высокими концентрациями гелия, аргона и азота в составе свободных и водорастворенных газов, корни которых несомненно находятся ниже осадочного чехла, при толщине осадочных пород до 4–5 км не зафиксировано снижения минерализации подземных вод или аномалий в их солевом составе, характерных для вод пониженной минерализации. В карбоне, девоне и трещиноватых зонах кристаллического фундамента здесь развиты седиментогенные рассолы доломитовой и раннегипсовой стадий испарительного концентрирования. Разрезы характеризуются нормальной гидрохимической зональностью с увеличением минерализации с глубиной, и проявлений гидрохимической инверсии не отмечено. К сожалению, содержание изотопов гелия в указанных газах не определялось.

В то же время инверсионные разрезы достаточно четко коррелируются с районами больших мощностей осадочного чехла, превышающих 5–6 км со значительной ролью в разрезе глинистых пород, опущенных в зону глубинного катагенеза и метакатагенеза. Подобная корреляция прослеживается и в других регионах с развитием глубинных гидрохимических инверсий.

Аргументом против возрожденного характера слабоминерализованных вод рассматривается их приуроченность «к отложениям, степень изменения которых соответствует грациям $\text{МК}_3 - \text{АК}_1$ и выше, когда основные процессы дегидратации завершены» [90, с. 167]. Действительно, изотопный возраст образцованных в результате катагенетических преобразований слоистых силикатов определяется для каменноугольных толщ ДДВ и Донбасса величиной от 210 до 315 млн лет, что соответствует стратиграфическому возрасту от триаса до среднего карбона [90].

Однако это не исключает возможности сохранения этих древних дегидратационных вод и их смесей с седиментогенными водами на больших глубинах в течение длительного геологического времени. Ведь выше них сохранились древние седиментогенные рассолы, возраст которых соответствует возрасту самих пород. Кроме того, в последующем в периоды значительных погружений в юре и мелу могло происходить выделение дополнительных порций катагенных вод.

Приведенные соображения позволяют считать, что слабоминерализованные воды формировались главным образом в результате дегидратации глинистых минералов на различных этапах постседиментационного преобразования пород: в зоне глубинного катагенеза происходило выделение межслоевой воды монтмориллонита при его превращении в гидрослюды, а в зоне метагенеза выделилась часть гидроокисильной воды при преобразовании гидрослюд в серицит.

В работах литологов (Коссовская, Шутов, 1966; Григорчук, 2002 и др.) показано, что в зоне глубинного катагенеза в раствор переходят микроэлементы из кристаллических решеток минералов обломочных пород, присутствующие в них в виде примесей. В результате дегидратационные воды обогащаются такими металлами, как Pb, Zn, Sr и др.

Следует отметить, что в наиболее погруженной приосевой зоне на юго-востоке ДДВ низы осадочной толщи оказываются в зоне пластовых температур 400–500°С, что соответствует зоне низкотемпературного метаморфизма. Характер происходящих здесь процессов достоверно не известен, поскольку не известен состав погруженных в эту зону осадочных формаций. Однако можно предполагать, что определенные процессы дегидратации происходят и здесь.

Меньшее значение, по-видимому, имеет образование маломинерализованных конденсатогенных вод при восходящей миграции газовых струй.

Маломинерализованные воды практически не имеют шансов сохранить свою первоначально очень низкую минерализацию. В водоносных горизонтах они смешиваются с высокоминерализованными седиментогенными рассолами, лишь частично разбавляя их. Именно такие относительно опресненные воды были зафиксированы в водоносных горизонтах, значительно удаленных от масс каменной соли.

В глубоких горизонтах ДДВ широко распространены также низкобромные рассолы высокой минерализации вплоть до предельного насыщения хлоридами.

Такие рассолы развиты на глубинах 4–6 км в средней и юго-восточной частях ДДВ. В средней части ДДВ это в основном нижневизейско-гурнейский комплекс (Бельское, Горобцовское и другие месторождения). В юго-восточной части ДДВ они распространены в среднекаменноугольном комплексе в приосевой зоне, где развиты соляные штоки с предтриасовым уровнем прорыва девонской соли (Марьяновское, Мелиховское поднятия).

Примеры интенсивно осолоненных низкобромных вод:

Горобцовская, 12 4673–4683 м, C_1v_1

$$Br\ 0,108\ I\ 0,149\ B\ 0,040\ NH_4\ 0,305\ M\ 282\ \frac{Cl\ 199,4\ HCO_3\ 0,06}{Ca\ 53,2\ Na\ 42,0\ Mg\ 4,8}\ \frac{Cl}{Br} = 1638;$$

Мелиховская, 30 5762–5768 м, C_2m

$$Br\ 0,084\ I\ 0,009\ B\ 0,022\ NH_4\ 0,594\ M\ 328,2\ \frac{Cl\ 199,9\ HCO_3\ 0,1}{Na\ 58,4\ Ca\ 37,9\ Mg\ 3,7}\ \frac{Cl}{Br} = 2514.$$

К этой группе относится также одна из наиболее глубоких изученных вод ДДВ:

Марьяновская, 60 5845–5860 м, 5977–6000 м, C_2m

$$Br\ 0,179\ I\ 0,01\ M\ 342,4\ \frac{Cl\ 199,8\ HCO_3\ 0,1}{Na\ 62,6\ Ca\ 32,4\ Mg\ 5,0}\ \frac{Cl}{Br} = 1191$$

Минерализация этих рассолов изменяется в пределах от 200–250 до 300–360 г/дм³. По содержанию брома они неоднородны. В большинстве случаев концентрация брома находится в пределах 30–180 мг/дм³. Однако были обнаружены также рассолы с очень низким содержанием брома от 7 до 18 мг/дм³, которые отмечены на Северо-Волвенковской и Мачехской (скважина 5) структурах, а также рассолы с относительно повышенным содержанием брома (до 335 мг/дм³), которое зафиксировано на Березовском месторождении (C_1v_1).

Содержание компонентов-индикаторов присутствия катагенных вод колеблется в широких пределах, однако отчетливо просматривается тенденция их повышенного содержания (HCO_3 , 600–1400 мг/дм³, B до 50–70 мг/дм³, NH_4 до 300–1000 мг/дм³ и выше). В пробах, в которых проводилось определение редких щелочей, отмечено их высокое содержание (Мелиховское месторождение: Li 55 мг/дм³, Rb 4,6 мг/дм³, Cs 1,3 мг/дм³). В широких пределах колеблется сульфатность. Содержание сульфат-иона обычно колеблется от полного отсутствия до нескольких миллиграммов на кубический дециметр. Однако в отдельных пробах оно достигает 600–2500 мг/дм³. Коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ чаще всего 0,40–0,60, а коэффициент $\frac{rCa}{rMg}$ изменяется от 1,3–4,0 до 6,5–14,0.

Для рассматриваемых рассолов отмечено существенное изотопное утяжеление кислорода молекул воды ($\delta^{18}O$ от -3,5 до +5,4 ‰). По этому признаку высокоминерализованные рассолы и относительно опресненные рассолы очень близки (табл. 7.1).

Водорастворенные газы имеют углеводородный состав.

Учитывая особенности состава высококонцентрированных рассолов, можно полагать, что в их формировании принимали участие как процессы некоторого разбавления катагенными водами, так и последующего осолонения за счет хлористого натрия, поступающего из соляных масс. Осолонение этих рассолов могло протекать в два этапа. Первый этап происходил до разбавления катагенными водами (вторичное осолонение), второй этап проходил уже после разбавления катагенными водами (третичное осолонение). Высокая концентрация в растворах хлористого натрия в условиях высоких пластовых температур обусловила их активное участие в процессах альбитизации основных плагиоклазов и привела к дополнительному накоплению хлористого кальция, количество которого иногда становится больше, чем хлористого натрия (Горобцовская структура).

Исходной водой в большинстве случаев была морская вода или вода слабоосолоненных бассейнов преддомитовой и доломитовой стадий, а иногда и раннегипсовой. Так, в скважины 204 Березовской структуры при опробовании горизонтов В-25, 26 нижнего визе получен промышленный приток газа с выносом высокоминерализованной воды. Вода имеет следующий состав:

Березовская, 204 5845—5860 м, 5893—6050 м, C_1, v_1

$$Br\ 0,335\ I\ 0,018\ M\ 321,5\ \frac{Cl\ 199,0\ SO_4\ 1,0}{Na\ 51,4\ Ca\ 44,6\ Mg\ 4,0}\ \frac{Cl}{Br} = 593$$

Высокое содержание брома в этой воде позволяет предполагать, что она конвективно опустилась по тектоническому нарушению из верхнего серпуховского яруса, где в данном районе развиты высокобромные рассолы гипсовой стадии испарительного концентрирования. Впоследствии вода подверглась третичному осолонению вплоть до предельной концентрации и участвовала в альбитизации основных плагиоклазов.

Высокоминерализованные рассолы специфического состава, характеризующиеся экстремальным содержанием ряда микрокомпонентов, получены из башкирского и серпуховского ярусов с глубин 4140—5410 м на открытых палеозойских поднятиях (Спиваковская, Северо-Волвенковская, Ново-Мечебиловская площади). На Спиваковской и Северо-Волвенковской структурах получены насыщенные и перенасыщенные $NaCl$ рассолы. Минерализация их составляет 300—360 г/дм³. В скважинах при опробовании отмечалось выпадение хлористого натрия. Его выпадение зафиксировано также в глубинных пробах после подъема и охлаждения пробоотборника. Так, в скважине 30 Спиваковской минерализация воды после выпадения $NaCl$ составила 328,5 г/дм³, а с учетом выпавшего хлористого натрия минерализация глубинной пробы составляет 361,2 г/дм³.

Формулы Курлова для этих рассолов:

Спиваковская, 30 4142—4156 м, C_1, b

$$Br\ 0,046\ B\ 0,409\ Li\ 0,270\ NH_4\ 1,14\ I\ 0,008\ M\ 361,2\ \frac{Cl\ 99,9}{Na\ 73,2\ Ca\ 23,6\ Mg\ 3,2}\ \frac{Cl}{Br} = 4940$$

Северо-Волвенковская, 21 5198—5270 м, C_1, s

$$Br\ 0,018\ B\ 0,064\ Li\ 0,130\ NH_4\ 1,37\ I\ 0,006\ M\ 335,1\ \frac{Cl\ 99,9}{Na\ 63,3\ Ca\ 32,5\ Mg\ 4,2}\ \frac{Cl}{Br} = 11346$$

Северо-Волвенковская, 21 5393 – 5410 м, С, S

$$Br\ 0,007\ I\ 0,002\ NH_4\ 0,975\ M\ 299,4\ \frac{Cl\ 99,98}{Na\ 59,0\ Ca\ 24,8\ Mg\ 15,4\ K\ 0,8\ Br} = 27022$$

Рассолы имеют хлоридный кальциево-натриевый состав. Отношение $\frac{rNa}{rCl} = 060 - 0,77$. Рассолы малосульфатны. Концентрация $SO_4^{''}$ колеблется от полного отсутствия до $327\ \text{мг/дм}^3$, за исключением одной пробы Ново-Мечебиловской площади, где она возрастает до $853\ \text{мг/дм}^3$. Концентрация иона HCO_3' колеблется от 0 до $915\ \text{мг/дм}^3$.

Характерной особенностью описываемых рассолов является низкое содержание брома, меньшее, чем его концентрация в морской воде. Концентрация брома не превышает $41 - 54\ \text{мг/дм}^3$, а на Северо-Волвенковской площади снижается до $7 - 18,7\ \text{мг/дм}^3$. Соответственно, хлорбромный коэффициент очень велик – от $2910 - 4940$ до $9390 - 27020$. Невысокое содержание в рассолах также йода – от 2 до $12,7\ \text{мг/дм}^3$, и только в одной пробе Ново-Мечебиловской площади оно несколько возрастает – до $21,0\ \text{мг/дм}^3$.

В то же время рассолы характеризуются высоким содержанием бора – от $37 - 65$ до $409\ \text{мг/дм}^3$ – и особенно аммония, концентрация которого составляет $643 - 1178\ \text{мг/дм}^3$. Отмечено также высокое содержание калия ($1420 - 1670\ \text{мг/дм}^3$) и особенно редких щелочей. В пробе со Спиваковской площади зафиксированы их максимальные для региона концентрации: лития – $270\ \text{мг/дм}^3$, рубидия – $14,3\ \text{мг/дм}^3$, цезия – $12,8\ \text{мг/дм}^3$. Отмечается также высокая концентрация закисного железа – $1382\ \text{мг/дм}^3$.

Изотопный состав молекул воды описываемых рассолов имеет такие характеристики: δD от -15 до $-29\ \text{‰}$, $\delta^{18}O$ от $-2,6$ до $+5,4\ \text{‰}$, – то есть характеризуются изотопно умеренно тяжелым водородом и существенно утяжеленным кислородом. Следует отметить, что именно для этих рассолов на Спиваковском поднятии установлено наибольшее изотопное утяжеление кислорода из всех исследованных проб подземных вод ДДВ, составляющие $+5,4\ \text{‰}$ для $\delta^{18}O$.

Очень низкое содержание брома в этих рассолах дало основание некоторым исследователям считать их древнеинфильтро-

генными рассолами выщелачивания [64]. Однако приведенные данные по изотопному составу молекул воды не позволяют согласиться с таким мнением.

Специфичен состав водорастворенных газов рассолов. На Спиваковском поднятии это сухие метановые газы, на Северо-Волвенковском поднятии — метаново-углекислые газы, а на Ново-Мечебиловском поднятии газы имеют азотно-углеводородно-углекислый состав. В. В. Колодий и Г. П. Мамчур исследовали изотопный состав углерода метана и углекислоты водорастворенного газа из скважины 21 Северо-Волвенковского поднятия. Углерод метана имеет $\delta^{13}\text{C}$, равное $-21,6\%$, что характеризует метан как продукт углефикации высокой степени метаморфизма, а углерод углекислого газа имеет $\delta^{13}\text{C}$, равное $-3,5\%$, близкое к $\delta^{13}\text{C}$ для морских карбонатов. Указанные авторы рассчитали температуру изотопно-обменной реакции между углеродом CO_2 и CH_4 , которая оказалась близкой к 400°C [65].

Рассматриваемые структуры располагаются в зоне, где докембрийский фундамент залегает на глубинах 15—18 км и современные пластовые температуры в основании осадочного чехла достигают $400—600^\circ\text{C}$, что соответствует зоне низкотемпературного метаморфизма.

Анализ особенностей солевого, микрокомпонентного, газового, изотопного состава и условий залегания высокоминерализованных рассолов из глубоких горизонтов карбона открытых палеозойских поднятий крайнего юго-востока ДДВ позволяет предложить следующую наиболее адекватную, на наш взгляд, модель их формирования.

При дегидратации глинистых толщ в зоне метагенеза и перехода к метаморфизму выделяются слабоминерализованные бромные воды, обогащенные такими микроэлементами, как бор, литий, рубидий, цезий, и растворенной углекислотой. В процессе восходящей миграции слабоминерализованные метагенные воды контактируют с массами девонской каменной соли, в результате чего они насыщаются хлористым натрием до предельных концентраций. Согласно современным представлениям, рассматриваемые структуры являются криптодиapiroвыми с солевыми ядрами на глубинах 6—7 км. Взаимодействуя с вулканогенными породами девона, воды могут обогащаться также различными металлами.

В высокотемпературных зонах в олигомиктовых и полимиктовых песчаниках происходит процесс альбитизации основных

плагиоклазов, в результате чего значительная часть натрия уходит в кристаллическую решетку, а эквивалентная часть кальция выходит в раствор. Вследствие этого хлоридные натриевые рассолы превращаются в хлоридные кальциево-натриевые и даже натриево-кальциевые. Образование аутигенного альбита отмечено в керне песчаников башкирского и серпуховского ярусов на Спиваковской, Северо-Волвенковской и других структурах.

Существенное обогащение рассолов калием и магнием можно связывать с разложением остатков биотита и, возможно, других калий- и магнийсодержащих алюмосиликатов под воздействием углекислых растворов.

Можно наметить следующую общую модель формирования подземных вод в глубоких впадинах с развитием мощных соленосных формаций, таких как ДДВ.

На стадии диагенеза захороненные в осадках воды различной величины минерализации и с различными содержаниями брома в зависимости от степени осолонения бассейна седиментации подвергаются десульфатизации и замене части магния на кальций в ходе вторичной доломитизации известняков, в результате чего они превращаются в рассолы хлоркальциевого типа, по В. А. Сулину.

На этапе начального катагенеза недонасыщенные хлористым натрием рассолы производные морской воды и рассолов ранних стадий испарительного концентрирования (преддоломитовой, доломитовой, раннегипсовой) в случае наличия поблизости соленосных толщ и (или) соляных куполов подвергаются в различной степени вторичному осолонению, иногда вплоть до предельного насыщения $NaCl$.

На этапе глубинного катагенеза основным фактором преобразования состава седиментогенных вод является их разбавление выделяющимися катагенными водами и обогащение такими компонентами, как бор, редкие щелочи, гидрокарбонаты, углекислый газ. Развиваются процессы глубинного углекислотного разложения алюмосиликатов. Продолжается третичное осолонение недонасыщенных относительно опресненных вод за счет хлористого натрия, поступающего из соленосных толщ и соляных куполов. Восходящие струи катагенных, метагенных и конденсатогенных вод осолоняются вплоть до предельного насыщения хлористым натрием, образуя низкобромные высококонцентрированные рассолы, обогащенные бором, редкими щелочами, аммонием. В ус-

ловиях высоких температур получают развитие процессы альбитизации основных плагиоклазов в толщах, содержащих полимиктовые и граувакковые обломочные породы, что приводит к дополнительному обогащению рассолов хлористым кальцием. К такому же результату приводит постлитификационная доломитизация.

На стадии метазенеза продолжают процессы дегидратации глинистых минералов за счет серицитизации гидрослюд. Высокая концентрация натрия в растворах способствует процессу парагонитизации гидрослюд.

В ходе восходящей миграции растворы участвуют в различных процессах аллотипного минералообразования. На всех этапах подземные воды выступают как продукт литогенеза и в то же время его активный агент, участвуя в разнообразных процессах взаимодействия в системе вода — порода — газ — органическое вещество. Они являются той средой, в которой протекают процессы генерации и миграции углеводородов.

Кроме седиментогенных и осолоненных катагенных и метазенных рассолов, в ДДВ известны также инфильтрогенные рассолы выщелачивания, которые встречены на некоторых солянокупольных структурах с неглубоким залеганием штоковой соли, приведенной в контакт с инфильтрогенными водами верхнего гидрогеологического этажа. А. П. Швай описал рассолы выщелачивания на глубинах до 2000 м на Кибинцевской, Роменской и некоторых других структурах, которые он считал локальными очагами питания глубоких горизонтов инфильтрогенными водами [162]. Эти рассолы имеют высокую минерализацию (до 170 — 300 г/дм³), но в отличие от седиментогенных рассолов, всегда относящихся к четко выраженному хлоркальциевому типу, по В. А. Сулину, они принадлежат к сульфатнонатриевому типу, имеют высокую сульфатность и очень низкое содержание брома. По нашему мнению, на указанных структурах происходит конвективное опускание тяжелых инфильтрогенных рассолов выщелачивания на значительные глубины. Однако на существенное расстояние от соляных куполов они не проникают и имеют локальное развитие. Примером может служить рассол, полученный на Кибинцевской структуре:

Кибинцевская, 5 1826 — 1828 м, C₁S

$$Br\ 0,0013\ M\ 176,1\ \frac{Cl\ 96,9\ SO_4\ 2,8}{Na\ 98,0\ Ca\ 1,6\ Mg\ 0,3\ Br} = 80971$$

Сложность и неоднозначность процессов формирования солевого состава подземных вод региона обуславливают сложную картину вертикальной гидрохимической зональности.

Нормальная гидрохимическая зональность, характеризующаяся увеличением минерализации воды и содержания брома с глубиной, наблюдается в тех частях региона, где толщина осадочного чехла не превышает 4—5 км. Это склоны и крайняя северо-западная часть ДДВ, а также Припятский прогиб. Здесь в нижнюю часть осадочного чехла и в трещиноватые зоны кристаллического фундамента конвективным путем опустились наиболее концентрированные тяжелые рассолы из наиболее осолоненных бассейнов седиментации, существовавших в той или иной части региона. На большей части склонов прогиба это рассолы доломитовой стадии солнечного концентрирования каменноугольных бассейнов, иногда даже морская вода. Рассолы гипсовой стадии концентрирования раннепермских эвапоритовых бассейнов смогли опуститься в прифундаментные зоны в отложения карбона в юго-восточной части северного борта, где существовали промежуточные лагуны. Рассолы галитовой стадии концентрирования девонских эвапоритовых бассейнов (Грибова Рудня, Борковка) и гипсовой стадии раннепермских эвапоритовых бассейнов заполнили низы осадочного чехла в северо-западной части региона. В Припятском прогибе подсолевою часть осадочного чехла заполнили наиболее концентрированные высокобромные рассолы сильвинитовой и эвтонической стадий испарительного концентрирования девонских солеродных бассейнов.

В приосевой зоне юго-восточной и центральной частей ДДВ, где общая толщина осадочного чехла резко возрастает и значительная его часть представлена морскими и континентальными фациями карбона, наблюдается более сложная картина гидрохимической зональности. На юго-востоке минерализация и содержание брома возрастают с глубиной до внутрисолевых нижнепермских и подсолевых нижнепермско-верхнекаменноугольных отложений, где они достигают максимальных значений на глубинах 2,5—4,0 км. Глубже в отложениях карбона содержание брома в рассолах повсеместно, а во многих случаях и их минерализация снижаются. На ряде месторождений и площадей (Шебелинское, Кобзевское, Балаклејско-Савинцевское) наблюдаются гидрохимические инверсии, проявляющиеся в значительном снижении

минерализации вод на глубинах 3,5–6,3 км до 120–150 г/дм³ и снижении концентрации брома с 500–1500 до 25–120 мг/дм³.

На других площадях этой зоны минерализация воды на глубинах более 4,5–5,5 км остается высокой, близкой к предельной, однако снижается содержание брома до 7–80 мг/дм³ (Сниваковская, Северо-Волвенковская, Мелиховская и другие площади).

Наблюдаемая картина связана с несколькими обстоятельствами. Во-первых, высокоминерализованные высокобромные нижнепермские рассолы в этой зоне не опустились глубже верхнего карбона, что связано со значительной уплотненностью пород среднего карбона. В отложениях среднего карбона здесь сохранились менее минерализованные с меньшим содержанием брома седиментогенные воды доломитовой стадии сгущения. Эти воды испытали некоторое опреснение дегидратационными водами и в различной степени подверглись вторичному (третичному) осолонению за счет масс девонской соли. Поэтому относительно опресненные воды сохранились только на участках, значительно удаленных от девонских соляных куполов. Вблизи последних воды подверглись третичному осолонению вплоть до предела растворимости хлористого натрия. При этом такому осолонению подвергались и низкобромные дегидратационные воды, внедрившиеся из еще более глубоких горизонтов (Северо-Волвенковская площадь).

В центральной части ДДВ относительное снижение минерализации подземных рассолов и снижение содержания брома наблюдается на глубинах 4–5,5 км на различных стратиграфических уровнях нижнего карбона — от серпуховского яруса до турне — и также связано с разбавлением рассолов дегидратационными водами из соседних мощных, преимущественно глинистых толщ. Инверсионные разрезы наблюдаются только в случае удаленности от масс девонской воли, а в случае их близости проявляется третичное осолонение рассолов.

В целом следует отметить, что на глубинах 4–6 км в зоне глубинного катагенеза наблюдается сложная картина распределения минерализации подземных вод и содержания в них макро- и микрокомпонентов. Часто на сравнительно небольших расстояниях происходит резкое изменение минерализации и состава вод, что отражает общую неравновесность картины распределения флюидов.

Наблюдаемое распределение минерализации и состава вод является следствием действия ряда противоречивых процессов и факторов их формирования. Основными из них являются:

- различие состава исходных седиментогенных вод;
- смешение их с дегидратационными водами различных стадий дегидратации (катагенными, метагенными, метаморфогенными, инъекции которых могли происходить неоднократно, а также конденсатогенными водами);
- вторичное осолонение как недонасыщенных седиментогенных, так и дегидратационных вод; при этом степень осолонения может быть различной в зависимости от расстояния до источника осолонения — соленосных толщ и соляных куполов;
- возникновение конвективных струй, неравномерное опускание тяжелых рассолов и подъем более легких.

7.4. Формирование микрокомпонентного состава подземных вод

Вопросы генезиса и условий накопления некоторых микрокомпонентов в подземных рассолах ДДВ уже затрагивались в предыдущих разделах, поскольку они являются индикаторами формирования рассолов. В настоящем разделе систематизированы данные о накоплении микрокомпонентов в рассолах и вопросы их геохимии. Наибольшее количество определений имеется для таких микрокомпонентов, как бром, йод, бор, аммоний, закономерности распределения которых могут быть охарактеризованы с наибольшей полнотой. Значительно меньше определений имеется для стронция, бария, калия и редких щелочей. Но и здесь достаточно четко вырисовывается картина их распределения. Для других микрокомпонентов имеются лишь единичные определения, которых недостаточно для того, чтобы обрисовать картину их поведения в водах.

Бром. Концентрация брома в подземных водах нижнего гидрогеологического этажа Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба изменяется в очень широких пределах — от 7–18 до 5500–6750 мг/дм³, то есть разброс концентраций достигает трех порядков. Во многих случаях концентрация брома значительно превышает концентрацию таких анионов основного состава, как сульфат-ион и гидрокарбонат-ион, и его следует рассматривать как мезокомпонент и учитывать при расчетах процентного состава подземных вод. В этих случаях процент-эквивалентное содержание брома в рассолах достигает 0,25–0,50 %экв.

Как показано в работах В. Г. Валяшко [9], И. К. Зайцева [37] и многих других исследователей, бром в седиментогенных рассолах имеет в основном морское происхождение. Его содержание возрастает по мере увеличения степени испарительного концентрирования в эвапоритовых седиментационных бассейнах. Зависимость концентрации брома от степени осолонения бассейнов седиментации, в которых захоронялись исходные рассолы, четко прослеживается в Припятско-Днепроовско-Донецком прогибе. В подземных водах, производных нормальной морской воды и ее ранних стадий концентрирования, содержание брома составляет 40—130 мг/дм³. В рассолах производных бассейнов доломитовой стадии сгущения она возрастает до 130—330 мг/дм³. Такие воды со сравнительно невысокой концентрацией брома наиболее широко распространены в каменноугольных водоносных горизонтах. Вторичное осолонение не изменяет абсолютной концентрации брома и других микрокомпонентов, а лишь снижает их относительную концентрацию.

Существенно возрастает концентрация брома в рассолах, производных гипсовой стадии испарительного сгущения, где она достигает 330—700 мг/дм³, и особенно в рассолах галитовой стадии сгущения, в которых концентрация брома составляет 700—2500 мг/дм³. Последние распространены в межсолевых нижнепермских, подсолевых нижнепермско-верхнекаменноугольных и внутрисолевых девонских отложениях ДДВ. В межсолевых нижнепермских горизонтах максимальная концентрация брома зафиксирована в скважине 63 Медведовского месторождения, где она достигает 2053 мг/дм³ ($\frac{Cl}{Br} = 140$).

В подсолевом нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе максимальные концентрации брома в рассолах отмечены на юго-западном крыле Западно-Крестищенского месторождения в скважине 157 (1629 мг/гм^3 , $\frac{Cl}{Br} = 140$) и се-

веро-западной периклинали Кобзевского месторождения, где в скважине 106 она составляет 2077 мг/дм^3 ($\frac{Cl}{Br} = 99$). Еще более вы-

сокие концентрации зафиксированы во внутрисолевых терригенно-карбонатных горизонтах девона на Сагайдакском месторождении, где они достигают 2476 мг/дм^3 ($\frac{Cl}{Br} = 90$).

Поскольку бром не образует самостоятельных минералов в процессе галогенеза, а лишь изоморфно входит в кристаллическую решетку калийно-магнезиальных хлоридов, его концентрирование в рапе продолжается на калийно-магнезиальной стадии и достигает максимальных значений в эвтонической рапе.

Рассолы, производные бассейнов калийно-магнезиальной и эвтонической стадий испарительного концентрирования в ДДВ, до настоящего времени не выявлены. Однако они широко распространены в подсолевом девонском комплексе Припятского прогиба. Здесь на ряде площадей в рассолах калийно-магнезиальной стадии концентрация брома составляет $3500 - 4500 \text{ мг/дм}^3 \left(\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = \right.$

$= 70 - 50)$, а на Гороховской, Копаткевичской, Давыдовской площадях в рассолах, которые можно считать производными эвтонической рапы девонских солеродных бассейнов, зафиксированы максимальные для региона концентрации брома, составляющие $5500 - 6750 \text{ мг/дм}^3 \left(\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = 40 - 50) \right.$. Характерно, что эти наиболее

высокобромные рассолы залегают на сравнительно небольших глубинах 2900—3500 м. В маточных рассолах Старобинского месторождения калийных солей на глубине всего 620 м концентрация брома достигает 7790 мг/дм^3 .

Поскольку бром не участвует в процессах аутигенного минералообразования, закономерности его накопления в рассолах, определяемые испарительным концентрированием, практически не искажаются в ходе постседиментационного преобразования вод и пород.

Считается, что дополнительное поступление брома в подземные воды происходит в результате его высвобождения при разложении морских организмов, накапливающих бром в своих тканях [76]. В условиях ДДВ этот источник брома, вероятно, играет определенную роль для рассолов каменноугольных отложений в юго-восточной части северного борта, где содержание брома в рассолах доломитовой и раннегипсовой стадий сгущения возрастает до $400 - 700 \text{ мг/дм}^3$, а хлорбромный коэффициент снижается до $150 - 200$.

Расчеты, проведенные И. Ф. Вовком, показывают, что повышение содержания брома в породах за счет его содержания в органическом веществе (до $7,5 - 36) \cdot 10^{-4} \%$ по сравнению с фоно-

выми (3–4)·10⁻⁴ %) может повышать его концентрацию в водах среднего и нижнего карбона на 100–220 мг/дм³ [10]. Это хорошо согласуется с наблюдаемыми данными по юго-восточной части северного борта ДДВ.

Процессом, который снижает абсолютное содержание брома в рассолах, является их разбавление дегидратационными водами, которые в момент выделения не содержат брома. Действительно, в относительно опресненных рассолах зоны глубинного катагенеза, образование которых мы связываем с разбавлением морской воды и рассолов доломитовой стадии сгущения дегидратационными водами, концентрация брома значительно ниже, чем в исходных водах зоны начального катагенеза, и снижается до 25–100 мг/дм³, то есть в ряде случаев она становится ниже, чем концентрация брома в морской воде. Примерно такая же низкая концентрация брома отмечается и в рассолах, которые после разбавления дегидратационными водами подверглись трегичному осолонению. Наиболее низкая концентрация брома зафиксирована в рассолах из скважины 21 Северо-Волвенковской площади (7–18 мг/дм³), которые по ряду признаков можно считать предельно осолоненной дегидратационной водой.

Калий. Калий, как и бром, имеет в подземных седиментогенных рассолах в основном морское происхождение и накапливается в рапе в процессе испарительного концентрирования морской воды. Однако имеются и существенные различия в накоплении калия и брома. Во-первых, накопление калия продолжается только до начала садки калийно-магнезиальных солей, а в эвтонике его концентрация снижается. Во-вторых, калий как химически достаточно активный элемент принимает активное участие в процессах аутигенного минералообразования, поэтому закономерности его накопления в рассолах часто осложняются наличием как дополнительных источников калия (выходом из кристаллической решетки минералов), так и его стоков (уходом в кристаллическую решетку).

В рассолах производных нормальной морской воды и воды ранних стадий испарительного концентрирования содержание калия изменяется в широких пределах от 35–140 до 200–600 мг/дм³. Во многих случаях концентрация калия ниже, чем в морской воде (330 мг/дм³), и это может быть связано с фиксацией калия глинистыми минералами либо еще в бассейне седиментации, либо после захоронения раствора на стадии диагенеза.

В рассолах ДДВ, связанных с доломитовой стадией, концентрация калия обычно возрастает до 500—900 мг/дм³, а в рассолах, связанных с гипсовой стадией, до 970—1300(2480) мг/дм³. В рассолах производных рапы галитовой стадии концентрирования содержание калия возрастает до 1190—2930 мг/дм³, хотя в ряде проб отмечены меньшие значения (Кегичевское, Ефремовское месторождения). Максимальные для ДДВ значения (4,1—7,7 г/дм³) отмечены во внутрисолевых прослоях Сагайдакской структуры.

Наиболее высокие концентрации калия зафиксированы в подсолевых рассолах Припятского прогиба, связанных с сильвинитной стадией испарительного концентрирования. Здесь концентрация калия достигает 10,6—18,1 г/дм³. Максимальная концентрация относится к скважине 2 Шатилковской площади, а в маточниках Старобинского месторождения достигает 22,8 г/дм³. Характерно, что в рассолах, связанных с эвтоникой, содержание калия снижается до 4,6—7,0 г/дм³, что объясняется выпадением его в виде сильвина на предыдущей стадии.

В рассолах карбона в зоне глубинного катагенеза отмечается сложное и неоднозначное распределение калия. В относительно опресненных водах концентрация калия изменяется в пределах 125—310 мг/дм³, что ниже, чем в морской воде. Это можно рассматривать как подтверждение того, что опреснение связано с дегидратационными водами, выделяющимися при превращении монтмориллонита в гидрослюду, поскольку этот процесс сопровождается фиксацией калия в кристаллической решетке гидрослюды.

В то же время в интенсивно третично осолоненных рассолах, развитых в олигомиктовых, полимиктовых, аркозовых и граувакковых песчаниках, особенно в горизонтах среднекаменноугольного и нижневизейско-турнейского комплексов, содержание калия существенно более высокое и составляет от 1420 до 1900 мг/дм³, а иногда увеличивается до 3020 мг/дм³ (Мелиховское месторождение). Источником калия в этих случаях может быть подземное разложение остатков калийсодержащих алюмосиликатов, таких, например, как калиевые слюды и полевые шпаты, под действием углекислых растворов. В случае присутствия метакристаллических вод, как, например, на Северо-Волвенковской структуре, обогащение вод калием может быть связано с парагонитизацией гидрослюды, что отмечается литологическими исследованиями.

Йод. Содержание йода в морской воде составляет всего лишь 0,05—0,06 мг/дм³. Он не накапливается ни в твердой, ни в жид-

кой фазах в процессе галогенеза, в которых содержится в очень незначительных количествах. В то же время его концентрация в подземных седиментогенных водах на 2—3 порядка превышает его концентрацию в морской воде. О. В. Шишкиной и другими исследователями показано, что накопление йода происходит уже в иловых растворах и связано оно с высвобождением йода, сорбированного из морской воды глинистыми частицами и поглощенного живыми организмами [166].

В рассолах Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена йод содержится в количестве от 0,2—1,0 до 50—200 мг/дм³. В регионе не прослеживается зависимость содержания йода от глубины, температуры или степени катагенетического преобразования пород, как это предполагали некоторые исследователи [83]. Нет также связи высоких концентраций йода с глубинными разломами, как это полагал Л. П. Швай [163]. В то же время четко проявляется зависимость высоких концентраций йода от стратиграфической приуроченности рассолов и особенно от литолого-фациального состава водовмещающих пород.

Самые низкие концентрации йода, изменяющиеся от следов до 4,6 мг/дм³, распространены в высокосульфатных водах в пестроцветных и красноцветных терригенных отложениях триаса повсеместно и нижней перми — верхнего-среднего карбона на северо-западе региона.

В большинстве проб концентрация йода составляет 5—20 мг/дм³ и эти концентрации могут быть объяснены высвобождением йода из терригенных пород. На этом фоне выделяется три стратиграфических уровня повышенного и высокого накопления йода в рассолах. Это внутрисолевые карбонатные отложения нижней перми, терригенно-карбонатные отложения турне и нижнего визе ДДВ, внутрисолевые терригенно-карбонатные отложения девона на Сагайдакской площади и межсолевые и подсолевые карбонатные комплексы девона в Припятском прогибе.

Во внутрисолевых карбонатных горизонтах нижней перми, представленных рифогенно-карбонатными образованиями, концентрация йода составляет 54—199 мг/дм³. Максимальная концентрация — 199 мг/дм³ — отмечена в рассоле из брянцевского горизонта Медведовского месторождения. Характерно, что сходные по составу и генезису рассолы подсолевых терригенных красноцветных отложений нижней перми — верхнего карбона в этой части региона содержат гораздо меньше йода — 9—46 мг/дм³.

В нижневизейско-турнейском комплексе и пограничных слоях девона ДДВ концентрации йода $45 - 185 \text{ мг/дм}^3$ зафиксированы на 14 структурах в центральной и южной прибортовой зонах ДДВ. Наиболее высокие концентрации установлены на Горобцовском ($130 - 184 \text{ мг/дм}^3$), Мачехском ($137 - 169 \text{ мг/дм}^3$) и Зачепиловском ($53 - 146 \text{ мг/дм}^3$) месторождениях. В указанной части региона в турне и нижнем визе существенную роль играют рифогенно-карбонатные образования. В северо-западной части региона, где комплекс представлен терригенными угленосными образованиями, концентрация йода в рассолах ни в одном случае не превышает $3,5 - 22 \text{ мг/дм}^3$.

В межсолевом рифогенно-карбонатном комплексе девона Припятского прогиба концентрация йода в рассолах колеблется в пределах $22 - 76 \text{ мг/дм}^3$, в подсолевом карбонатном комплексе она составляет $33 - 82 \text{ мг/дм}^3$. В то же время в нижележащем подсолевом терригенном комплексе она снижается до $7 - 28 \text{ мг/дм}^3$. Повышенные концентрации йода зафиксированы также во внутрисолевых терригенно-карбонатных отложениях Сагайдакской структуры в ДДВ ($30 - 60 \text{ мг/дм}^3$).

Общим моментом для всех случаев высокого и повышенного накопления йода в рассолах является их приуроченность к существенно карбонатным толщам, в разрезе которых установлено наличие органогенных построек — рифогенных, биогермных. Вероятно, среди организмов, создававших эти постройки, имелись виды, накапливавшие в своих тканях особенно высокие концентрации йода, который перешел в рассолы при разложении органических остатков. Приуроченность высоких концентраций йода к водам, связанным с органогенными постройками, отмечалась и в других регионах (например, в Предуральском прогибе). Известно, что некоторые виды губок накапливают в скелетном веществе до $8,5\%$ йода [73].

В водах глубоких высокотемпературных горизонтов карбона, относящихся к угленосным формациям, как в относительно опресненных, так и в интенсивно осолоненных, концентрация йода во всех случаях невысокая и изменяется в пределах $2 - 22 \text{ мг/дм}^3$. Это согласуется с тем, что содержание йода в углях составляет всего $10^{-3}\%$, а расчеты И. Ф. Вовка показывают, что при таком содержании в породах они могут обеспечить поступление в воды единиц — десятков миллиграммов на кубический дециметр йода [10].

Аммоний. Этот компонент содержится в подземных рассолах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба в количествах от 5—50 до 500—1500 мг/дм³. В водах, залегающих в породах, образованных в зоне начального катагенеза, прослеживается достаточно четкая корреляция между концентрацией в водах аммония и йода.

Наименьшие концентрации установлены в водах пестроцветных и красноцветных формаций триаса и нижней перми — верхнего среднего карбона северо-запада региона, в которых концентрация аммония не превышает 5—45 мг/дм³. Эти же комплексы, как отмечалось выше, имеют и наименьшие концентрации в водах йода. Несколько возрастает содержание NH_4 в водах угленосных формаций карбона, где она составляет 40—180 мг/дм³.

Значительно более высокие концентрации аммония установлены в межсолевых рифогенно-карбонатных отложениях нижней перми — 120—650 мг/дм³, которые характеризуются также высокими концентрациями йода. Еще более высокие концентрации аммония в межсолевых девонских отложениях Припятского прогиба, где они составляют 205—920 мг/дм³.

Выявленная закономерность соответствует экспериментальным данным В. А. Кирюхина и В. М. Швеца, которые показали, что при температурах $100 \pm 20^\circ C$ происходит интенсивная эмиграция из органического вещества йода и аммония, которые генетически связаны в азотсодержащих органических соединениях [см.: 108].

В зоне глубинного катагенеза прямая корреляция между содержанием аммония и йода в рассолах отмечается только во внутрисолевых отложениях девона на Сагайдакской площади и в терригенно-карбонатных отложениях нижнего визе-турне, где отмечены высокие концентрации обоих компонентов. В водах угленосных формаций карбона на больших глубинах такой корреляции уже не наблюдается. При низком содержании йода в них резко возрастает содержание аммония. На Спиваковской и Северо-Волвенковской структурах на глубинах 4150—5400 м концентрация аммония составляет 975—1370 мг/дм³, а на Шебелинском месторождении в водах серпуховского яруса на глубине 5854—5912 м она достигает максимального зафиксированного значения — 1501 мг/дм³.

Вероятно, возрастание концентрации аммония в водах глубоко преобразованных пород зоны глубинного катагенеза свя-

зано с аммонификацией азота, что требует наличия источника водорода. Водород может иметь мантийное происхождение и поступать в осадочную толщу по глубинным разломам. Однако возможно и его образование в осадочной толще в процессе некоторых электрохимических реакций. Известно также, что водород образуется при радиолизе молекул воды под воздействием радиоактивного излучения [14].

Бор. Концентрация бора в рассолах Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена колеблется в пределах от 0,5–5,0 до 280–409 мг/дм³. В рассолах, производных морской воды, доломитовой и гипсовой стадий испарительного концентрирования, часть проб имеет содержание бора существенно меньше того, которое наблюдается в морской воде и рассолах соответствующих стадий концентрирования. Только в части проб содержание бора соответствует этим значениям. Так, в рапе доломитовой стадии концентрирования содержание бора должно составлять 9–20 мг/дм³. В то же время реальное содержание бора в рассолах, образовавшихся на этой стадии, изменяется от 4–6 до 20–23 мг/дм³. Данное обстоятельство может быть связано с двумя процессами. Во-первых, часть бора могла быть сорбирована еще в бассейне седиментации глинистыми частицами. Во-вторых, в процессе вторичной доломитизации известняков и накоплении в растворе хлористого кальция часть бора осаждается кальцием в виде слаборастворимых кальциевых боратов [73; 108].

Для рассолов, производных галитовой стадии первичного осолонения, аналогичная закономерность прослеживается только в подсолевом красноцветном комплексе нижней перми – верхнего карбона на юго-востоке ДДВ. Ожидаемая концентрация бора в них 50–100 мг/дм³, фактическая 5–40 мг/дм³. Во внутрисолевых горизонтах нижней перми в рассолах этой стадии концентрация бора значительно более высокая и составляет 50–180 мг/дм³, а в отдельных случаях, как в скважине 44 Мелиховского месторождения, даже до 362 мг/дм³. Данное явление может быть связано с наличием в соленосных породах легко растворимых боратов, переходящих в раствор.

В рассолах подсолевых девонских комплексов Припятского прогиба, относящихся к сильвинитовой стадии и эвтонике, концентрация бора несколько ниже, чем могло быть сконцентрировано на данных стадиях.

Все рассмотренные выше случаи, как уже указывалось выше, относятся к породам, слабо измененным в зоне начального катагенеза.

В зоне глубинного катагенеза прослеживаются существенно иные закономерности в распределении бора в водах. Здесь отмечены значительно более высокие концентрации бора в рассолах. Относительно опресненные воды доломитовой стадии вместо ожидаемых 9–20 мг/дм³ содержат 20–100 мг/дм³. Высокая концентрация бора также во вторично осолоненных рассолах, где они обычно составляют 45–70 мг/дм³. Существенное обогащение этих рассолов бором следует связывать с его поступлением вместе с дегидратационными водами, в процессе выделения которых происходила десорбция бора из глинистых минералов. Наиболее высокое содержание бора (409 мг/дм³) зафиксировано в низкобромном рассоле из скважины 30 Спиваковской площади, в формировании которого, вероятно, участвовали высокоборные, впоследствии осолоненные метагенные воды.

Высокая концентрация бора (81–264 мг/дм³) наблюдается также в рассолах галитовой стадии сгущения из внутрисолевых отложений Сагайдакской площади.

Сложная картина распределения бора в водах глубоких горизонтов определяется тем, что здесь имеются не только источники поступления дополнительных количеств этого элемента, но и возникают условия для удаления его из раствора. В керне пород зоны глубинного катагенеза зафиксированы новообразования борсодержащих алюмосиликатов — турмалина и датолита [3].

Литий, рубидий, цезий. Для редких щелочных металлов имеется сравнительно небольшое количество определений. Однако все же некоторые закономерности их распределения удастся выявить.

В морской воде литий, рубидий, цезий содержатся в небольших концентрациях — соответственно 0,17, 0,12 и $0,5 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³. Установлено, что их концентрация в подземных водах значительно превышает их содержание в морской воде и в маточных рассолах солеродных бассейнов. Обогащение подземных вод редкими щелочами происходит в результате вытеснения их из поглощенного комплекса глинистых частиц, где они накапливаются, кальцием и магнием и особенно в результате выноса их дегидратационными водами.

В рассолах ДДВ литий определен в количестве от 1,8–5,7 до 20–55 мг/дм³ и даже до 87–270 мг/дм³; рубидий — от 0,1–0,4 до

4,6–8,4, максимально до 14,3 мг/дм³; цезий — от следов — 0,6 до 1,0–1,4 мг/дм³, максимально до 12,8 мг/дм³. По сравнению с морской водой наибольшим относительным накоплением характеризуется цезий, хотя его абсолютное содержание и невелико. Максимальные концентрации цезия в рассолах ДДВ превышают его концентрации в морской воде более чем на четыре порядка. Меньше уровень относительного концентрирования лития, максимальное содержание которого в рассолах примерно на три порядка превышает его концентрацию в морской воде. Наименьшим накоплением отличается рубидий, для которого уровень концентрирования составляет около двух порядков.

Повышенные концентрации редких щелочей отмечены в низкобромных подземных водах как относительно опресненных, так и впоследствии осолоненных, в составе которых предполагается существенная доля дегидратационных вод. При этом максимальные указанные их значения выделены в рассолах Спиваковской площади, где, как и на других открытых палеозойских поднятиях, роль дегидратационных вод особенно велика.

Высокие концентрации лития (87–192 мг/дм³), рубидия (1,7–8,4 мг/дм³), цезия (0,3–0,6 мг/дм³) установлены также во внутрисолевых девонских рассолах Сагайдакской структуры.

Стронций. Содержание стронция в рассолах ДДВ изменяется в пределах от 100–200 до 500–1600 мг/дм³, а в Припятском прогибе достигает 1200–4460 мг/дм³. Небольшие концентрации стронция (110–180 мг/дм³) наблюдаются в водах среднего карбона в условиях залегания на небольших глубинах (800–1000 м) в южной прибортовой зоне (Голубовско-Ильичевская площадь) и в водах красноцветной формации нижней перми — верхнего карбона (130–260 мг/дм³).

Высокие концентрации стронция отмечены в водах карбона северной прибортовой зоны и погруженной части северного борта (Харьков, Северо-Голубовская, БалаклеЙско-Савинцевская, Боровская площади), где они составляют 400–1280 мг/дм³, а также в водах нижневизейско-турнейского комплекса (Тимофеевская, Ново-Николаевская площади), где они достигают 720–1610 мг/дм³.

Наиболее высокие концентрации стронция зафиксированы в рассолах межсолевого и подсолевого девонского комплекса Припятского прогиба, где на Речицком месторождении они достигают максимальных значений 3820–4460 мг/дм³.

Можно отметить связь высоких концентраций стронция с высокими концентрациями кальция, что отмечалось ранее многими исследователями [73; 74]. Это дает основание полагать, что накопление стронция происходит в ходе прямой метаморфизации за счет выноса его из пород вместе с кальцием, поскольку стронций присутствует в кальциевых минералах в виде изоморфной примеси. Возможно, имеет место селективное накопление стронция в карбонатных скелетах некоторых морских организмов.

Фактором, препятствующим накоплению стронция в рассолах, является их высокая сульфатность, поскольку сульфат стронция обладает очень низкой растворимостью. С этим, вероятно, связан низкий уровень содержания стронция в водах красноцветной формации нижней перми — верхнего карбона, которые отличаются высокой сульфатностью.

Барий. Этот щелочноземельный металл обычно присутствует в рассолах ДДВ в количестве от 6—10 до 50—100 мг/дм³. В ряде проб он вообще не обнаружен, а более высокие концентрации отмечены лишь в единичных пробах в водах карбона Северо-Голубовской, Голубовско-Ильичевской и Тимофеевской структур, где они достигают 210—520 мг/дм³. Максимальная концентрация бария зафиксирована в водах среднего карбона Балаклеевско-Савинцевской площади — 1478 мг/дм³.

Уровень накопления бария в рассолах в общем зависит от тех же факторов, что и стронция. В частности, он выводится из растворов сульфатами, о чем свидетельствует наличие в породах новообразований барита.

Из других элементов, присутствующих в подземных водах в небольших количествах, однако активно участвующих в процессах минеральных преобразований, заслуживают внимания кремний и железо. К сожалению, имеется ограниченное количество определений этих микроэлементов в подземных рассолах ДДВ, позволяющее наметить лишь самые общие тенденции их распределения.

По данным И. Ф. Вовка, содержание кремнезема (SiO₂) в подземных водах нижнего гидрогеологического этажа ДДВ изменяется в пределах от 2 до 510 мг/дм³, чаще всего составляет 100—200 мг/дм³ [10]. Отмечается рост концентрации кремнезема с возрастанием глубины залегания и пластовых температур. В зоне глубинного катагенеза перенос кремниевой кислоты подземными растворами играет

большую роль в развитии процессов образования регенерационного кварцевого цемента.

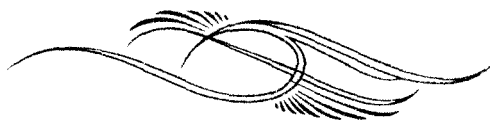
Содержание железа в подземных рассолах ДДВ изменяется от следов до 1000 – 2000 мг/дм³. Ю. С. Кормилец и И. Ф. Вовк отмечают тенденцию роста максимальных концентраций железа с увеличением глубин залегания, пластовых температур и снижением pH растворов [10]. Высокие концентрации закисного железа установлены в водах термодегидратационной зоны (1000 мг/дм³ и более). Здесь миграция железа в водном растворе участвует в таких процессах, как хлоритизация, образование конкреций сидерита и др.

Кроме рассмотренных малых элементов в единичных пробах рассолов ДДВ, проводились определения ряда других микроэлементов, в том числе металлов. В количестве миллиграммов или доли миллиграммов на кубический дециметр установлено присутствие в водах марганца, никеля, цинка, титана, кобальта, меди, хрома, молибдена, ванадия и других элементов. Ввиду малого количества определений, выполненных к тому же в различных лабораториях, установить какие-либо закономерности распределения этих элементов крайне затруднительно.

Выполненный анализ показывает, что накопление микрокомпонентов в рассолах ДДВ определяется следующими основными факторами:

- накопление в исходных рассолах еще в бассейнах седиментации в результате испарительного концентрирования является ведущим фактором формирования концентраций брома и калия;
- десорбция из глинистых толщ, в том числе вынос дегидратационными водами, на стадиях глубинного катагенеза и, возможно, метагенеза и метаморфизма является ведущим фактором формирования высоких концентраций бора и редких щелочей;
- высвобождение при разложении захороненных органических остатков является ведущим фактором в накоплении йода и аммония, кроме того, в высокотемпературной зоне накопление аммония связано с гидрогенизацией азота;
- поступление в раствор вместе с кальцием в процессе вторичной доломитизации известняков является ведущим фактором в накоплении стронция и бария.

РАЗДЕЛ 8



ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Исследование газового состава и степени газонасыщенности подземных вод нефтегазоносных бассейнов дает наиболее ценный материал для выяснения условий формирования залежей углеводородов и оценки перспектив территорий и отдельных структур. Такие исследования с использованием глубинных пробоотборников были начаты в 50-х гг. XX века. Их результаты освещены в работах В. Н. Корценштейна [71; 72], Э. Е. Лондон [87], Л. М. Зорькина [48], В. А. Терещенко [133; 134; 151], Е. В. Стадника, А. Н. Воронова [61] и других исследователей.

В настоящее время по ДДВ накоплен огромный фактический материал по водорастворенным газам палеозоя. Его анализ представляет большой интерес, поскольку здесь возможно исследовать закономерности газонасыщенности подземных вод в широком диапазоне глубин, пластовых температур, степени катагенетического преобразования пород и захороненного органического вещества. Такой анализ является целью настоящего раздела. Рассматриваются как фоновые закономерности распределения водорастворенных газов, определяемые по площадям, удаленным от известных залежей нефти и газа, так и ореольные пока-

затели, прослеженные на различных расстояниях от контуров газонефтеносности залежей.

В составе водорастворенных газов присутствуют компоненты различного генезиса в различных соотношениях. Наиболее переменным компонентом является метан, концентрация которого в водах изменяется от практически полного отсутствия до максимальных концентраций, достигающих $4-6 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Наиболее постоянным является поле концентраций воздушного азота ($10-25 \text{ см}^3/\text{дм}^3$) и воздушного аргона ($0,10-0,50 \text{ см}^3/\text{дм}^3$). Однако присутствие, кроме воздушного, также биогенного азота и радиогенного аргона делает поле концентраций этих компонентов более изменчивым.

Обычно в составе водорастворенных газов преобладает либо метан, либо азот. Метан может быть практически единственным представителем углеводородов, но чаще углеводородная фракция, кроме метана, содержит то или иное количество его гомологов (ТУ). Иногда существенную роль начинает играть углекислый газ. Исходя из преобладания этих основных газовых компонентов, выделены газовые ассоциации, характерные для подземных вод региона (приложение Е).

Азотные водорастворенные газы ($N_2 > 90 \%$) имеют региональное развитие в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе за исключением его нижней сероцветной части на юго-востоке региона (свиты C_3^2, C_3^1) и ореолов рассеяния вокруг углеводород-

ных залежей, а также в средне- и нижнекаменноугольном комплексе в северо-западной части бассейна (к северо-западу от Ич-нянской группы структур)). Встречены они также в нижнем карбоне и трещиноватой зоне кристаллического фундамента в приподнятой части северо-восточного борта (Двуречанская, 676) (рис. 8.1). Глубина залегания горизонтов — $1000-2700 \text{ м}$. Пластовые температуры $30-60^\circ \text{ С}$. Степень катагенетического преобразования пород невысокая: градации $ПК_1-ПК_3$, иногда $МК_1$.

Азот в этих газах на $60-95 \%$ представлен биогенным азотом. Отмечено высокое относительное содержание гелия (обычно $1-2 \%$). Углеводороды содержатся в незначительных количествах (обычно менее 10%). Углеводородная фракция характеризуется высоким относительным содержанием гомологов метана. Метановый коэффициент ($CH_4/\Sigma TU$) изменяется от $0,3-0,5$ до $5-7$, то есть иногда метана содержится меньше, чем его гомологов (Кошелевская, Гнилицкая и другие площади). Для многих

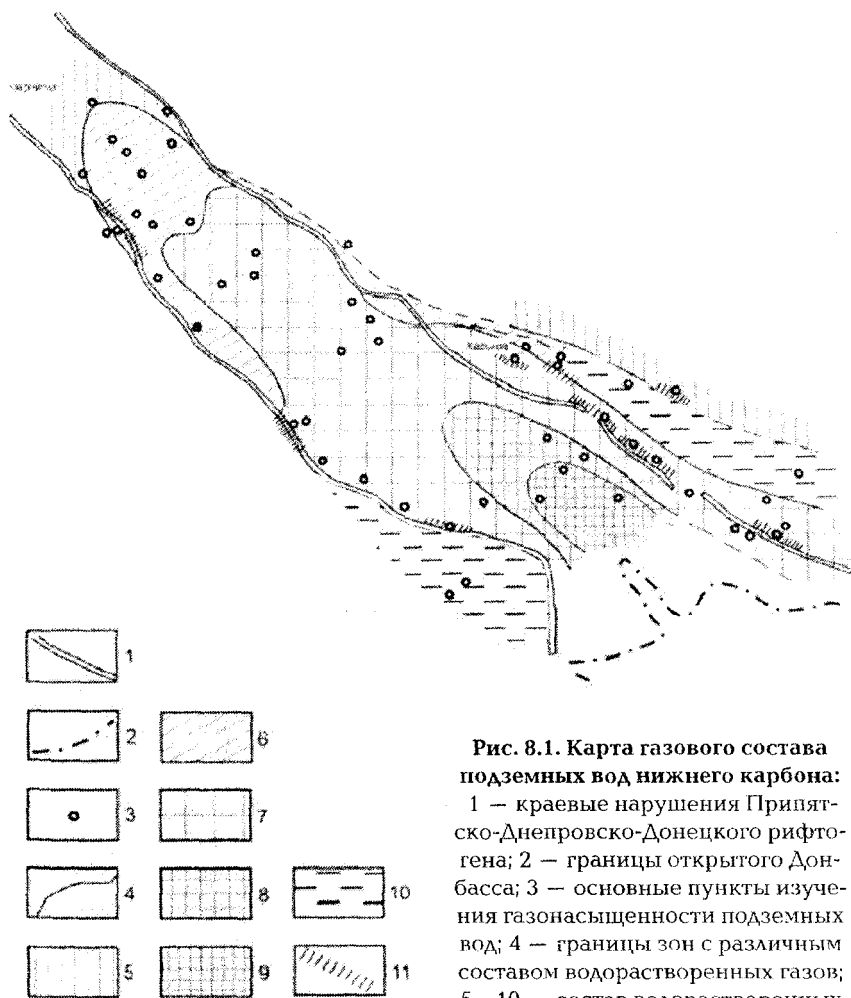


Рис. 8.1. Карта газового состава подземных вод нижнего карбона:

1 — краевые нарушения Припятско-Днепро-Донецкого рифтогена; 2 — границы открытого Донбасса; 3 — основные пункты изучения газонасыщенности подземных вод; 4 — границы зон с различным составом водорастворенных газов; 5—10 — состав водорастворенных газов: 5 — азотный; 6 — углеводородно-азотный и азотно-углеводородный; 7 — углеводородный; 8 — метановый (высокотемпературная зона);

9 — углекисло-метановый, метаново-углекислый и азотно-метаново-углекислый; 10 — азотно-метановый и метановый (низкотемпературная зона); 11 — выявленные наложенные азотно-гелиево-аргоновые аномалии

проб характерно почти одинаковое содержание этана и пропана, а иногда пропана больше, чем этана (Кошелевская площадь, C_1s). Всегда присутствуют также бутаны и пентаны.

В пробах азотных газов Двуречанской площади, где вышолнено детальное исследование спектра углеводородных соединений, установлено, что среди них присутствуют также пары гексанов и более тяжелых углеводородов, при этом их содержание более высокое, чем суммы всех гомологов от этана до пентанов включительно. Отмеченные особенности состава углеводородной фракции водорастворенных азотных газов коррессируют с такими же особенностями состава попутных нефтяных газов некоторых месторождений нефти региона (например, Гнединцевского).

Степень газонасыщенности подземных вод, содержащих азотные газы, низкая. Газосодержание обычно составляет 30—130 $см^3/дм^3$, иногда до 240 $см^3/дм^3$. Давление насыщения — 0,3—3,5 МПа (лишь иногда до 5,9 МПа). Коэффициент газонасыщенности ($P_r/P_{ин.}$) — от 0,02 до 0,12 (иногда до 0,27).

В нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе на региональном фоне азотных водорастворенных газов развиты вторичные залежи газа (на юго-востоке) и нефти (на северо-западе), являющиеся мигрантами из более глубоких горизонтов и окруженных углеводородными ореолами рассеяния. В средне- и нижнекаменноугольном комплексе на северо-западе региона в зоне азотных водорастворенных газов отмечены непромышленные проявления нефтей повышенной плотности.

Геохимические особенности водорастворенных газов данной ассоциации и условия их распространения позволяют рассматривать их как продукт преобразования небольших количеств сапропелевой органики, имеющейся в сероцветных зонах красноцветных и пестроцветных толщ, на самых ранних стадиях ее преобразования, когда генерируются биогенный азот и незначительное количество жидких углеводородов и жирных газов.

Углеводородно-азотные и азотно-углеводородные водорастворенные газы (N_2 45—75 %, углеводородов 20—45 %, в том числе тяжелых углеводородов 1,7—8 %) распространены в средне- и нижнекаменноугольном комплексе на северо-западе региона восточнее ареала развития азотных газов. Глубины залегания горизонтов — 2—4 км. Степень катагенетического изменения пород соответствует грациям $МК_1$ — $МК_2$. Современные пластовые температуры колеблются от 50—60 до 90—110° С.

Углеводородная фракция этих газов также обогащена гомологами метана. Метановый коэффициент меняется от 0,9—3 до 15—20. Отмечаются те же особенности в составе углеводородной фракции: содержание пропана часто такое же, как и этана, а иногда на пропан приходится максимум среди гомологов метана (Тваньская площадь). В значительных количествах присутствуют также бутаны и пентаны. Концентрации азота здесь примерно такие же, как и в группе азотных газов ($100 - 150 \text{ см}^3/\text{дм}^3$), но существенно увеличиваются концентрации углеводородных газов ($150 - 300 \text{ см}^3/\text{дм}^3$).

Степень газонасыщенности подземных вод несколько увеличивается, однако они остаются недонасыщенными газом. Газосодержание составляет $100 - 400 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, давление насыщения — 2—7 МПа, коэффициент газонасыщенности — 0,1—0,25.

В данной геохимической зоне выявлены чисто нефтяные залежи. Нефти, как и подземных воды, недонасыщены растворенным газом. Коэффициент газонасыщенности для нефтей составляет 0,08—0,40, то есть имеет примерно такие же значения, как и для вод. Состав водорастворенных газов данной зоны отражает преимущественную генерацию жидких углеводородов сапропелевой органикой в условиях значительной недонасыщенности всей системы газом. Данная зона соответствует протеканию «главной фазы нефтеобразования», по Н. Б. Вассоевичу, в конкретных условиях региона.

Азотно-метановые газы (N_2 15—35 %, CH_4 65—85 %) распространены в водах среднего (иногда верхнего) карбона на бортах ДДВ в ее юго-восточной части. Здесь угленосные формации среднего карбона залегают на глубинах 380—1200 м в зоне современных пластовых температур 20—40° С. Степень катагенетического преобразования пород минимальная и соответствует грациям $\text{ПК}_1 - \text{ПК}_2$.

Углеводородная фракция этих газов представлена почти исключительно метаном. Гомологов метана не более 0,04—0,08 %, и представлены они в основном этаном. Более тяжелые углеводороды фиксируются в виде следов, а пентаны вообще не выявлены. Метановый коэффициент составляет 1000—2000. Азот в основном биогенный (на 60—70 %). Концентрация газа в воде обычно $150 - 400 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Коэффициент газонасыщенности — 0,30—0,40. Промышленных залежей газа в данной геохимической зоне не выявлено. Она отражает начальную фазу генера-

ции метана гумусовой органикой в верхней низкотемпературной зоне метанообразования.

По мере увеличения степени преобразования пород и органики в составе газов возрастает содержание метана, и на грациях ПК₃ — верхи МК₁ развиты практически чисто метановые растворенные газы. Они содержат 92—96 % метана, гомологов метана менее 1 %. Метановый коэффициент — 100—200. Концентрация газа в воде возрастает до 400—1000 см³/дм³.

Данная геохимическая зона, соответствующая верхней биохимической зоне низкотемпературного метанообразования, развита на глубинах 800—1500 м на ограниченной территории в прибортовых частях юго-востока ДДВ. Пластовые температуры составляют 30—50° С. С ней связаны небольшие залежи сухих метановых газов (Красно-Поповское, Левенцовское, Михайловское месторождения).

Наиболее широкое развитие в палеозойских комплексах ДДВ имеет зона углеводородных растворенных газов. Сюда отнесены газы, метана в которых не менее 85 %, гомологов метана более 1 % и азота не более 10—15 %. Данная зона развита в угленосных формациях нижнего, среднего и низов верхнего карбона, а также в черносланцевых формациях нижнего карбона и девона. На северо-западе она сменяет зону азотно-углеводородных газов в нижнем карбоне в районе Сребненской депрессии и распространяется на юго-восток, постепенно расширяясь за счет среднего, а затем и низов верхнего карбона. На юго-востоке зона углеводородных газов выходит на северо-восточный борт впадины, где она сменяет зону метановых газов на глубинах более 1,5 км (рис. 8.1). В грабенообразной части впадины на юго-востоке зона углеводородных газов отделяется от зоны азотных газов, развитых в красноцветном комплексе картамышской и араукаритовой свит, зоной газов смешанного углеводородно-азотного и азотно-углеводородного состава, характерных для низов араукаритовой и верхов авиловской свит.

Зона углеводородных газов неоднородна по ряду показателей и, прежде всего, по содержанию гомологов метана и общей газонасыщенности. В верхах зоны там, где она залегает на глубинах около 1,5 км в породах среднего карбона, степень преобразования которых соответствует градации МК₁, содержание гомологов метана составляет 1—2 %, а содержание азота иногда повышено до 10—15 %. Концентрация газа в воде 600—1000 см³/дм³. Коэффициент газонасыщенности — 0,4—0,7.

Углеводородные газы с содержанием гомологов метана 2–5 %, концентрации которых последовательно убывают от этана к пентанам, развиты на юго-востоке в грабенообразной части бассейна в авиловской и исаевской свитах верхнего карбона и московском ярусе среднего карбона на глубинах 2000–4000 м. Концентрация газа в воде составляет от 400–600 до 1000–1500 см³/дм³. Коэффициент газонасыщенности колеблется от 0,4 до 1,0. Восходящая миграция газов из этой зоны в коллекторы вышележащей красноцветной формации картамышской и араукаритовой свит явилась основным источником углеводородных газов в массивно-пластовых залежах юго-востока ДДВ (Шебелинское, Крестищенское и другие месторождения).

В башкирском ярусе и нижнем карбоне в прибортовых частях и в погруженной части северо-восточного борта углеводородные водорастворенные газы отличаются большой изменчивостью содержания гомологов метана, которое часто варьирует в широких пределах как по площади, так и по разрезу. В одних случаях оно не превышает 2–5 %, в других возрастает до 7–15 %, а иногда даже до 20–50 % (некоторые горизонты Старо-Покровской и Северо-Голубовской площадей). В этих случаях отмечается высокое содержание в газе пропана, такое же, как и этана, наличие всего спектра гомологов метана до гексанов и более тяжелых, а в воде фиксировались пленки нефти. Степень газонасыщенности вод высокая. Концентрация газа в воде 800–2000 см³/дм³. Коэффициент газонасыщенности 0,5 и выше и часто достигает 1,0.

Отмеченные особенности состава водорастворенных газов, по-видимому, отражают неравномерное распределение в породах сапропелевой компоненты, генерирующей жидкие углеводороды, и коррелируются с наличием в рассматриваемых комплексах как газоконденсатных, так и нефтяных залежей, которые часто перемежаются в разрезе.

В горизонтах среднего и нижнего карбона, залегающих на глубинах 3700–5700 м и измененных на грациях МК₃–МК₄, содержание гомологов метана в углеводородных газах повсеместно высокое и составляет 5–14 % с наличием всего спектра гомологов до гексана и выше. Концентрация гомологов метана в воде здесь достигает максимальных значений (200–565 см³/дм³). Метановый коэффициент составляет 6–17. В газах возрастает содержание углекислого газа, которое обычно составляет 5–8 %. Содержание азота по сравнению с вышележащими горизонтами, наоборот,

снижается. Процентное его содержание не превышает 0,6 — 1,6 %, а концентрация в воде составляет 15 — 50 см³/дм³. Снижение концентрации азота в водорастворенном газе сопровождается увеличением концентрации аммония в воде. Вероятно, в высокотемпературной зоне происходит частичная аммонификация азота.

В рассматриваемой части разреза отмечены максимальные для региона концентрации водорастворенных газов, достигающие 4 — 7 м³/м³. Воды предельно насыщены газом ($P_r/P_{\text{пл}}$ близко к 1,0). В данной геохимической зоне известны газоконденсатные залежи с высоким конденсатным фактором (Березовское, Гоголевское и другие). Газоносные и водоносные горизонты обычно характеризуются СГПА.

В прифундаментных зонах в нижнем карбоне и девоне, особенно вблизи региональных тектонических нарушений, на углеводородные газы наложены азотно-гелиево-аргоновые аномалии, которые выражаются резким увеличением концентраций этих газов (Дружелюбовская, Северо-Голубовская, Шевченковская и другие площади) (рис. 8.1).

Фоновые концентрации азота в зоне углеводородных газов не превышают 40 — 80 см³/дм³, процентное содержание менее 10 %. Аномальные концентрации возрастают до 110 — 220 см³/дм³, процентное содержание в газе 15 — 50 %, то есть газы становятся азотно-углеводородными.

Еще более четко аномалии выделяются по гелию и аргону. Фоновые концентрации гелия в углеводородных газах составляют 1 — 3 см³/дм³, процентное содержание в газе 0,05 — 0,3 %. Аномальные концентрации достигают 6 — 12 см³/дм³ при процентном содержании 0,8 — 1,8 %. Повышенное содержание гелия в аномальных зонах отмечено и в свободных газах нижнего карбона, где оно достигает 0,1 — 0,5 % и более (Коробочкинское, Юльевское месторождения и др.). Основным источником аномальных концентраций гелия являются, по-видимому, породы кристаллического фундамента, где гелий накапливается в результате распада элементов ураноториевого ряда в кислых породах. Часть гелия поступает, вероятно, из подкоровых зон.

Фоновые концентрации аргона в углеводородных газах изменяются в пределах 0,1 — 0,5 см³/дм³, составляя в среднем 0,35 см³/дм³ при процентном содержании 0,02 — 0,1 % и представлены в основном воздушным аргоном. Аномальные концентрации аргона достигают 1,0 — 1,7 см³/дм³ при процентном содержа-

нии 0,13—0,34 %. Исследование изотопного состава аргона в водорастворенных и свободных газах ДДВ показало, что в прифундаментных приразломных зонах аргон на 50—67 % и, вероятно, более состоит из радиогенного аргона-40, который образуется при радиоактивном преобразовании калия-40, которым обогащены кислые породы фундамента [120].

Проведенное недавно опробование трещиноватых зон в породах фундамента на северо-восточном борте ДДВ подтверждает сделанные ранее выводы о том, что источником аномальных концентраций гелия, аргона и азота являются породы фундамента. Так, в скважине Молодовская 662 при опробовании трещиноватой зоны, залегающей на 200 м глубже поверхности фундамента, получен рассол с водорастворенным метаново-азотным газом, содержащий $14,9 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ гелия при его процентном содержании 5,9 %. Здесь четко прослеживается газообмен между фундаментом и налегающей на него осадочной толщей. Гелий, аргон и азот мигрируют из фундамента в осадочные породы, а углеводороды проникают в трещиноватые зоны фундамента.

В низах подстадии мезокатагенеза (градация MK_5) и особенно в подстадии апокатагенеза (градации $\text{AK}_1 - \text{AK}_2$) в горизонтах с СГПД отмечаются качественные изменения в составе газов, выражающиеся в резком снижении содержания гомологов метана и прогрессирующем увеличении содержания углекислого газа. На Спиваковской, Северо-Волвенковской и Шебелинской площадях из башкирского и верхов серпуховского яруса с глубин 4140—5770 м, где породы изменены на градации MK_5 (современные пластовые температуры 150—170° С), получены водорастворенные и свободные газы метанового состава (CH_4 , 94—97,5 %) с повышенным содержанием углекислоты (до 3—5 %). Содержание гомологов метана в них снижается до 0,16—0,83 %, а метановый коэффициент, наоборот, увеличивается до 120—605. Здесь вскрыта нижняя зона высокотемпературного образования сухих метановых газов.

На Камышевахской и Северо-Волвенковской площадях из серпуховского и визейского ярусов с глубин 4250—5410 м, породы которых изменены на градациях $\text{AK}_1 - \text{AK}_2$, получены водорастворенные и свободные газы углекисло-метанового и метаново-углекислого состава. Они состоят на 41—69 % из углекислого газа и на 29—56 % из метана. Содержание гомологов метана ничтожно (не более 0,08 %). Метановый коэффициент 365—4860.

Невелико также содержание азота. Анализ изотопного состава углерода метана и углекислоты из водорастворенного газа Северо-Волвенковской площади показал, что метан ($\delta^{13}\text{C} = -21,6 \text{ ‰}$) образуется из угольной органики высокой степени метаморфизма, а углекислота ($\delta^{13}\text{C} = -3,5 \text{ ‰}$) связана с преобразованием карбонатов [65].

Водорастворенные газы необычного состава получены из высокоизмененных пород нижнего карбона на Ново-Мечебиловской площади. Кроме высокого содержания углекислоты, они отличаются также высоким содержанием азота и гомологов метана. Однако качество отбора и анализа проб вызывает здесь некоторые сомнения, и полученные данные требуют дополнительной проверки и подтверждения.

В ДДВ выявлены различные варианты взаимодействия залежей углеводородов с региональным фоном газонасыщенности подземных вод, свидетельствующие о различии условий формирования залежей [133; 138].

Ореолы рассеяния углеводородных газов из залежей четко прослеживаются в красноцветном нижнепермском-верхнекаменноугольном комплексе¹. Так, на Шебелинском месторождении приконтурные воды предельно насыщены углеводородным газом (коэффициент газонасыщенности $R_p/R_{пл}$ близок к 1,0). Уже на расстоянии 500 м от контура коэффициент газонасыщенности снижается до 0,5, а на расстоянии 750–800 м от контура он снижается до 0,37–0,28, а состав газа становится углеводородно-азотным. На соседних «пустых» Балаклейской и Червоно-Донецкой площадях на расстоянии 15–30 км от контура Шебелинской залежи коэффициент газонасыщенности равен 0,21–0,27, а состав водорастворенного газа азотный (азота 88–93 %), что отражает фоновые значения для картамышской свиты в этой части региона.

Концентрация метана и его гомологов с удалением от контура газоносности быстро снижаются. В приконтурных скважинах концентрация метана составляет 730–820 $\text{см}^3/\text{дм}^3$, что соответствует равновесной концентрации, а на расстоянии 750–800 м от контура она снижается до 94–188 $\text{см}^3/\text{дм}^3$. Фоновые концентрации метана на соседних пустых площадях составляют 11–26 $\text{см}^3/\text{дм}^3$. Кон-

¹ Все данные по ореолам рассеяния и концентрирования получены до того, как законтурная область была затронута разработкой залежей.

центрация этана на контуре равна $14 - 22 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а на расстоянии $750 - 800 \text{ м}$ от контура снижается до $0,3 - 0,9 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Снижаются и парциальные упругости всех углеводородных газов, пропорциональные их фугитивности, что свидетельствует о существовании диффузионного потока этих газов из залежи в законтурные воды (рис. 8.2).

Интересно отметить, что гомологи метана, имеющие меньшие коэффициенты диффузии, чем метан, в процессе диффузии отстают от метана, и их концентрации снижаются быстрее. С удалением от контура газоносности на 800 м концентрация метана снижается в 8 раз, а концентрация этана в 60 раз.

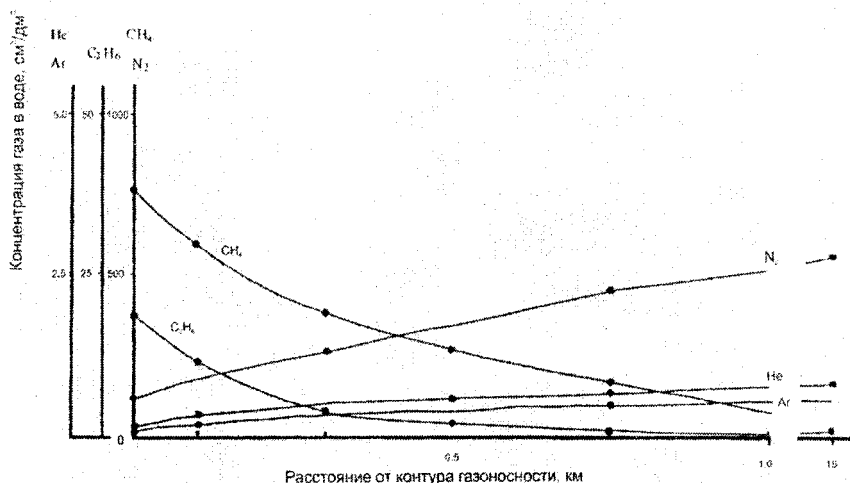


Рис. 8.2. Распределение компонентов газового состава в законтурных водах Шебелинского месторождений

Диффузионное отставание гомологов метана приводит к тому, что метановый коэффициент ($\text{CH}_4/\Sigma\text{TУ}$) с удалением от контура газоносности возрастает от $30 - 40$ до $100 - 170$. Однако такое диффузное облегчение углеводородной фракции фиксируется только в пределах ореола рассеяния. На соседних пустых площадях, как отмечалось выше, фоновая углеводородная фракция азотных водорастворенных газов каратамышской свиты относительно обогащена гомологами метана ($\text{CH}_4/\Sigma\text{TУ}$ здесь составляет $15 - 20$).

Для неуглеводородных компонентов — азота, гелия и аргона — на Шебелинском месторождении, наоборот, прослеживаются

ореолы концентрирования этих компонентов из законтурных вод в залежь. Их фоновые концентрации и парциальные упругости значительно выше, чем на контуре газонасыщенности и в залежи. Так, фоновые концентрации азота составляют $150 - 210 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, в законтурных водах они снижаются до $67 - 135 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а в приконтурных водах составляют всего $14 - 35 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Фоновые концентрации гелия в водах картамышской свиты равны $2,4 - 3,5 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, в законтурных водах они снижаются до $1,3 - 2,3 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, а в приконтурных водах до $0,20 - 1,1 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. Концентрации аргона снижаются от $0,4 - 0,8 \text{ см}^3/\text{дм}^3$, в пределах фона до $0,2 - 0,5 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ в законтурной области и до $0,06 - 0,15 \text{ см}^3/\text{дм}^3$ в приконтурных водах (рис. 8.2). Такое распределение концентраций этих газов свидетельствует о диффузионной миграции азота, гелия и аргона из окружающих вод в залежь. Это подтверждается также несколько более высоким содержанием этих компонентов в газах из приконтурных зон залежи и их ростом в этих зонах в процессе разработки.

Таким образом, на Шебелинском месторождении выявлен сложный ореол: диффузионного рассеяния из залежи в законтурные воды для углеводородных компонентов и концентрирования из вод в залежь для азота и инертных газов. Существование встречных диффузионных потоков разных газов, вероятно, ослабляет оба эти потока.

В присводовой части массивно-пластовой залежи Шебелинского месторождения ниже контакта газ — вода прослеживается шлейф углеводородных водорастворенных газов предельной степени газонасыщенности с пузырьками свободного газа, уходящий своими корнями в сероцветную часть верхнего карбона и более глубокие горизонты карбона, трассирующий пути миграции углеводородных газов из этих горизонтов в подсолевую красноцветную часть нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса [42; 44].

Аналогичный Шебелинскому сложный ореол со шлейфом выявлен также на Спиваковском месторождении. Вероятно, похожая картина существует и на других газоконденсатных залежах в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе на юго-востоке региона.

В северо-западной части ДДВ ореол рассеяния углеводородных газов из нефтяной залежи в нижней перми изучен на Глинско-Розбышевском (Погарщинском) месторождении в условиях общей недонасыщенности системы газом. Здесь концентрации

и парциальные упругости метана и его гомологов снижаются с удалением от контура нефтеносности, а состав газа меняется от азотно-углеводородного до азотного, соответствующего фоновым показателям. Ниже залежи в верхнем и среднем карбоне в разбитой тектоническими нарушениями присводовой части структуры также прослежен шлейф повышенной газонасыщенности вод и наличие пленок нефти в водах, что фиксирует пути миграции нефти в красноцветную толщу нижней перми из нефтегенерирующих толщ нижнего карбона.

В водоносных комплексах среднего и нижнего карбона в средней и юго-восточной частях региона, где фоновая газонасыщенность представлена углеводородными газами, концентрация которых часто достигает концентрации насыщения, выявлен принципиально иной характер распределения углеводородных компонентов вокруг газовых залежей. Здесь отмечаются ореолы концентрирования углеводородных газов из окружающих вод в газовые залежи. Так, на Северо-Голубовском месторождении в московском ярусе концентрации и парциальные упругости метана, его гомологов и общая упругость водорастворенного газа увеличиваются с удалением от контура газоносности в направлении регионального погружения горизонта (рис. 8.3). Состав газа при этом повсеместно остается таким же, как в залежи, а степень газонасыщенности подземных вод соответствует предельной ($P_g/P_{пл}$. близок к 1,0). Такая картина прослеживается на расстоянии до 8 км от контура залежи, и она свидетельствует о подпитывании залежи растворенным газом из законтурных вод. Такие залежи находятся в стадии роста, как это показано В. Н. Корценштейном [71].

Аналогичная картина установлена в визейском ярусе на Солоховском месторождении. Здесь увеличение концентрации и давления насыщения водорастворенного углеводородного газа прослежено на расстоянии до 1200 м от контура газоносности.

На Речицком нефтяном месторождении в Припятском прогибе нами описан ореол концентрирования углеводородных газов из законтурных вод в залежь в условиях общей значительной недонасыщенности системы растворенным газом ($P_g/P_{на.} = 0,26 - 0,32$). Здесь в задонско-елецком горизонте девона парциальные упругости всех углеводородных компонентов в законтурных водах выше, чем соответствующие показатели в нефтяной залежи, и возрастающие их значения прослежены на расстоянии до 1200 м от контура нефтеносности [134].

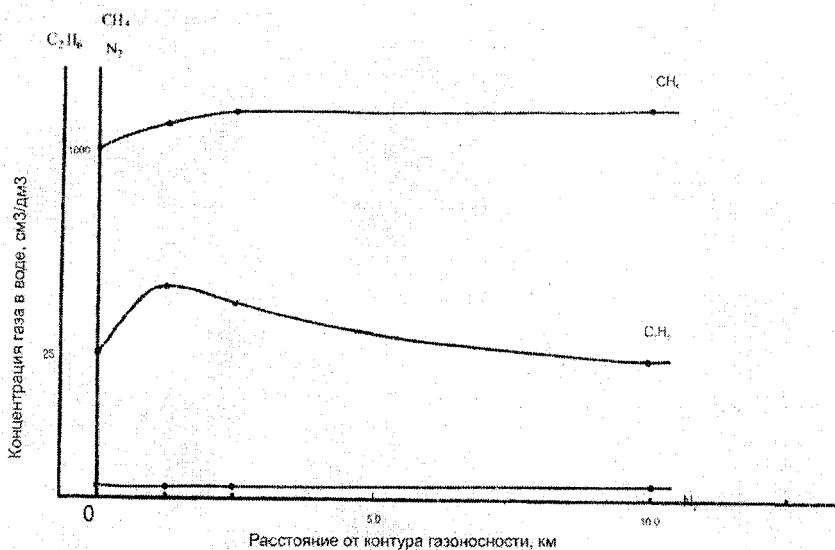


Рис. 8.3. Распределение компонентов газового состава в законтурных водах Северо-Голубовского месторождения

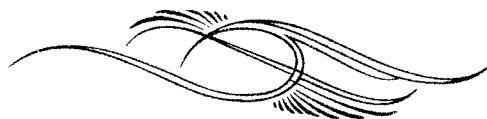
Газовые и газоконденсатные залежи региона обнаруживают теснейшую связь с зоной углеводородных растворенных газов. Большое количество залежей располагается непосредственно в пределах зоны углеводородных растворенных газов. Такие залежи находятся в стадии роста и подпитываются газами из окружающих подземных вод путем латеральной миграции. Это залежи в среднем и нижнем карбоне. Залежи наиболее крупной зоны газонакопления в нижней перми — верхнем карбоне Машевско-Шебелинского района располагаются в ареале развития зоны углеводородных растворенных газов, в которую они уходят своими корнями и откуда также происходит подпитывание залежей путем восходящей миграции по тектоническим нарушениям.

В свою очередь зона углеводородных растворенных газов обнаруживает пространственную и генетическую связь с формациями карбона и девона, которые обогащены органическим веществом и рассматриваются как основные газогенерирующие толщи региона. Это угленосные формации карбона, глинисто-карбонатная формация нижнебашкирского подъяруса, а также карбонатно-кремнисто-глинистые формации нижнего карбона и девона.

Представляет интерес сопоставление количества углеводородных газов, растворенных в подземных водах, и свободных газов, сконцентрированных в залежах. Проведенные нами расчеты показывают, что в подземных водах карбона ДДВ в растворенном состоянии находится не менее 6 трлн м^3 углеводородных газов. Начальные балансовые запасы газа в регионе составляют около 3,1 трлн м^3 . Таким образом, в растворенном состоянии в водах содержится в два раза больше газа, чем его сконцентрировано в залежах. Самые ориентировочные оценки позволяют считать, что намного больше углеводородных газов содержится в низкопористых слабопроницаемых породах в пределах основных газогенерирующих толщ региона, где могут находиться десятки триллионов кубометров углеводородных газов.

Несмотря на значительное количество углеводородных газов, находящихся в воде в растворенном состоянии, возможности их промышленного получения в ДДВ проблематичны. Это связано с тем, что высокие концентрации растворенного в воде газа (до 4–6 $\text{м}^3/\text{м}^3$) отмечаются на больших глубинах в горизонтах с СГПД, притоки из которых нестабильны и быстро снижаются во времени.

РАЗДЕЛ 9



ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ГАЗА

Еще в 1963 г. на основании обработки результатов полевых глубинных гидрогеологических исследований разведочных скважин Шебелинского газоконденсатного месторождения (ГКМ), полученных в период, когда подошвенная и законтурная части массивно-пластовой залежи еще не были затронуты процессами разработки, нами совместно с Ю. С. Застежко и А. С. Тердовидовым были опубликованы данные о том, что в подошвенных водах водорастворенные газы имеют такой же углеводородный состав, как и в самой залежи, и характеризуются предельной, а местами и более высокой степенью газонасыщенности, в то время как в законтурных водах развиты преимущественно азотные водорастворенные газы низкой степени газонасыщенности. Более того, было показано, что в некоторых скважинах (скважина 56) в подошвенных водах присутствует свободная газовая фаза [42]. На основании этих данных был сделан вывод о формировании массивно-пластовой залежи путем восходящей миграции углеводородных газов в красноцветный нижнепермско-верхнекаменноугольный комплекс из более глубоких горизонтов кар-

бона, возможно, продолжающийся и в настоящее время [42; 44]. Соотношение свободных и водорастворенных газов в разрезе Шебелинского месторождения показаны на рис. 9.1.

Впоследствии некоторые исследователи стали использовать указанные данные как одно из свидетельств вертикальной миграции газа abiогенного происхождения из подкоровых зон Земли. При этом игнорировались другие полученные гидрогеохимические данные, на которые необходимо еще раз обратить внимание.

Описанный на Шебелинском месторождении характер взаимодействия свободных и водорастворенных газов наблюдается только в красноцветных комплексах — нижнепермско-верхнекаменноугольном и среднекаменноугольном на северо-западе ДДВ. В угленосных сероцветных газогенерирующих формациях карбона на юго-востоке и в средней части региона прослеживается совершенно иной тип соотношения свободных и водорастворенных газов. Он исследован нами на Северо-Голубовском (C_2), Солоховском и Глинско-Розбышевском (C_1) месторождениях [133; 151]. Здесь с удалением от контура газовой залежи состав водорастворенного газа практически не изменяется, оставаясь таким же, как в залежи, а степень газонасыщенности подземных вод не снижается, оставаясь предельно высокой. Эти данные свидетельствуют о том, что в этих случаях происходит подпитывание газовых залежей из законтурных вод. Углеродородный состав и высокая газонасыщенность вод в этих газогенерирующих комплексах карбона выявлены и в скважинах, пробуренных на значительном удалении от залежей, в том числе в межструктурных пространствах (Харьковская, Ново-Айдарская, Волвенковская площади и др.), что свидетельствует о фоновой углеродородной газонасыщенности вод.

В юго-восточной части ДДВ уже в авиловской и исаевской свитах верхнего карбона, где получает развитие угленосная формация, водорастворенные газы повсеместно имеют углеродородный состав. Здесь же известны небольшие пластовые газовые залежи (Кегичевское и Миролубовское месторождения). Ниже массивно-пластовых залежей в среднем карбоне зафиксированы многочисленные газопроявления под СГПД. Газы имеют состав, близкий к составу газов массивно-пластовых залежей (Шебелинское, Мелиховское, Крестищенское, Кобзевское месторождения).

В то же время в более глубоких и более измененных породах (градации $МК_3 - АК_1$) в низах башкирского яруса и в нижнем карбоне (на глубинах 4300—5400 м) отмечается существенное

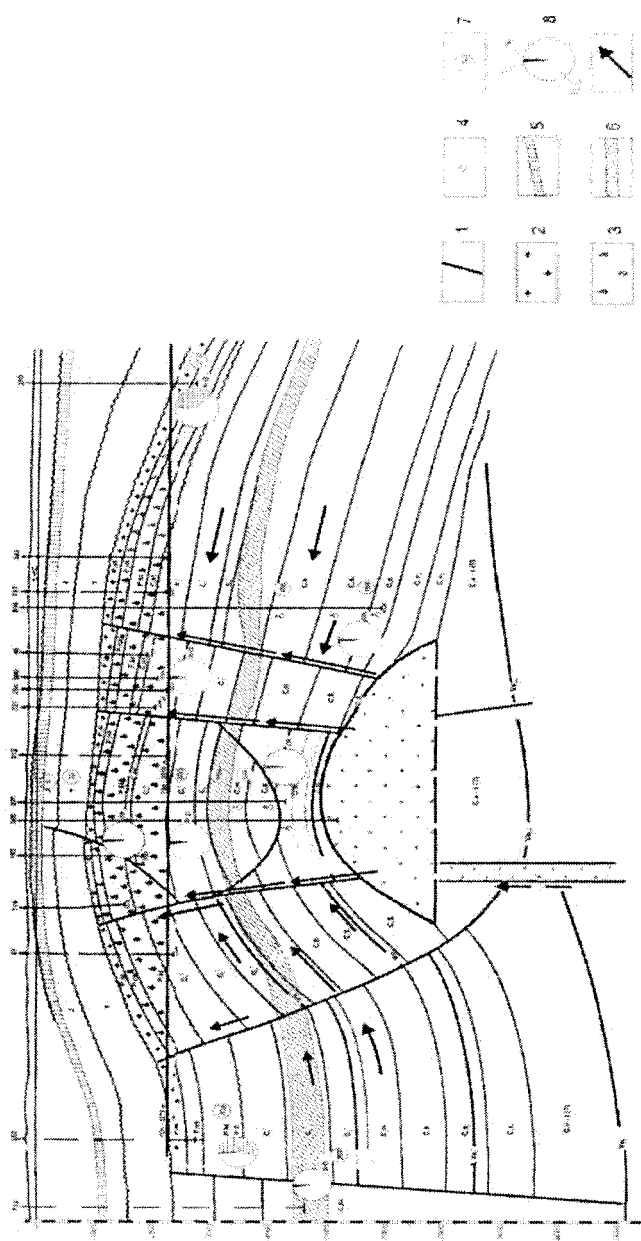


Рис. 9.1. Гидрогеологический разрез Шебелинского газоконденсатного месторождения (геологическая основа по данным С. В. Кривули и Приднепровской геофизической экспедиции с дополнениями автора):

1 — разрывные нарушения; 2 — каменная соль; 3 — газовая залежь; 4 — газовая залежь и нефтемышшосные при-
токи газа; 5 — переходная зона между верхним и нижним гидрогеологическими этажами; 6 — переходная зона
между верхней и нижней зонами гидрогеологического этажа («катагенетический» флюидоупор); 7 — ми-
нерализация подземных вод, г/дм³; 8 — состав свободных (В-Р) газов; 9 — основные направления миграции газа

изменение состава свободных и водорастворенных газов. Газы становятся сухими (содержание гомологов метана снижается до 0,2–0,8 %, содержание углекислого газа возрастает до 40–70 % (Северо-Волвенковская, Камышевахская структуры)).

Отмечается также изменение изотопного состава углерода метана, который становится изотопно более тяжелым. В залежи нижней перми – верхнего карбона Шебелинского месторождения величина $\delta^{13}\text{C}$ составляет 35–40 ‰, на глубине 4300 м в среднем карбоне $\delta^{13}\text{C}$ увеличивается до -25,4 ‰, а на глубине 5400 м в серпуховском ярусе Северо-Волвенковской площади этот показатель увеличивается до -21,6 ‰ [65].

Анализ изложенных данных подтверждает высказанные ранее взгляды о том, что основным источником газа для формирования массивно-пластовых залежей нижнепермского-верхнекаменноугольного комплекса на юго-востоке ДДВ явились газы, генерированные в угленосной формации верхнего – среднего карбона на этапах МК₁ – МК₃.

В массивно-пластовых залежах нижней перми – верхнего карбона юго-востока ДДВ сосредоточено около 1,45 трлн м³ газа, что составляет почти 50 % от разведанных запасов газа в регионе. Поэтому анализ условий формирования этих залежей является ключевым для понимания процессов газонакопления в ДДВ в целом.

Восходящая вертикальная миграция газа из газогенерирующих толщ верхнего – среднего карбона в подсолевые отложения нижней перми – верхнего карбона происходила по тектоническим нарушениям в периоды их раскрытия в основном в свободной фазе путем струйной миграции. Миграция в водорастворенном состоянии не могла быть существенной, поскольку перемещение сколько-нибудь значительных объемов воды из среднего карбона в подсолевой комплекс нигде не зафиксировано.

Изотопный состав углерода метана из газоконденсатных месторождений визейского яруса центральной части ДДВ с глубин 3300–5000 м, по данным Л. М. Зорькина и других, характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -41,46 до -46,25 ‰. Незначительно тяжелее углерод метана месторождений турнейского яруса с глубин 5200–6075 м, для которого $\delta^{13}\text{C}$ составляет -37,8–39,3 ‰ [50]. Такие значения $\delta^{13}\text{C}$ отмечены для метана, образующегося в верхней термокаталитической зоне, степень изменения пород которой относится к градациям МК₂ – МК₃.

Таким образом, по изотопным данным, метан как газоконденсатных месторождений нижней перми — верхнего карбона, юго-востока ДДВ, так и месторождений нижнего карбона центральной ее части генерировался в верхней термokatалитической зоне (градации МК₁ — МК₃). Примесь метана, поступающего из пород более высокой степени измененности и характеризующегося изотопно более тяжелым углеродом ($\delta^{13}\text{C}$ более -30‰), была незначительной, поскольку в противном случае это привело бы к существенному изотопному утяжелению углерода метана.

На возможность использования инертных газов — аргона и гелия — для анализа условий формирования залежей газа и нефти впервые обратили внимание еще в 1950-х гг. А. А. Козлов [62] и В. П. Савченко [116]. В. П. Савченко считал аргон и гелий индикаторами условий происхождения нефти и газа и формирования их залежей. Полученные позднее данные по изотопному составу аргона и гелия еще более расширили возможности использования этих инертных газов для решения указанных вопросов. Рассмотрим, что дают эти материалы в условиях ДДВ.

Весьма ценный материал для понимания условий формирования залежей газа в ДДВ дает анализ геохимических аномалий, выявленных в зоне северных и южных краевых нарушений Днепровского грабена и оперяющих их разломов. Эти аномалии выражены высокими концентрациями гелия, аргона и азота в составе водорастворенных и свободных газов. В зоне северного краевого нарушения они зафиксированы на участке от района г. Харьков до Гречишинско-Ново-Айдарской площади на юго-востоке, а в зоне южного краевого нарушения — на участке Зачепиловка — Левенцовка, местами и западнее. Концентрации гелия и аргона в аномальных пробах в 3–4 раза и более превышают фоновые значения. Максимальные концентрации зафиксированы непосредственно в прифундаментных зонах и в трещиноватых зонах фундамента. Так, на Молодовской площади в скважине 662 в трещиноватых породах фундамента отмечена самая высокая для региона концентрация гелия в воде, которая составляет $14,9\text{ см}^3/\text{дм}^3$ и $5,97\%$.

Проникая в осадочную толщу, гелиево-аргоново-азотные газовые струи обогащают этими компонентами углеводородные газы газовых залежей в карбоне. Высокие концентрации гелия, достигающие $0,5–0,7\%$, отмечены здесь в газах нижнего карбона Коробоч-

кинского, Юльевского и других месторождений. Максимальное содержание гелия, составляющее 1,012 %, зафиксировано в скважине 1 Гашиновского месторождения, вскрывшей кору выветривания и трещиноватые породы фундамента в интервале 3 555 — 3 647 м [40]. Характерно, что эти аномалии неуглеводородных компонентов довольно быстро затухают вверх по разрезу. Так, на Дружелюбовском месторождении в прифундаментной зоне в турнейском ярусе фиксируется очень контрастная аномалия по гелию, аргону и азоту в водорастворенном газе. В то же время в залежах московского яруса аномалия практически не фиксируется. Аналогичная картина наблюдается на Северо-Голубовском месторождении.

Изучение изотопного состава аргона в пробах свободных, попутных и водорастворенных газах ДДВ показало, что фоновое содержание радиогенного аргона-40 в газах составляет 5—20 %. В то же время в прифундаментных зонах на структурах, расположенных вблизи краевых глубинных тектонических нарушений, отмечены контрастные аномалии концентрации радиогенного аргона-40, достигающие 40—50 % на Зачепиловской, Голубовской, Качановской, Левенцовской структурах и 67 % на Шевченковской структуре [120]. По-видимому, на некоторых других структурах, расположенных в этих же зонах, где изотопный анализ аргона не производился, обогащенность радиогенным аргонem еще более высокая.

Основным источником радиогенного аргона исследователи считают процессы, происходящие в верхней мантии, откуда он по глубинным разломам мигрирует в вышележащие части разреза [22].

Следует также отметить, что в пробах с наиболее высоким содержанием в газе радиогенного аргона обычно отмечаются и высокие значения отношения $^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}/\text{He}$, достигающие 0,42—0,62, что характерно для зон глубинной тектонической активности [22; 120].

Что касается гелия, то, по-видимому, основная часть его в аномальных пробах имеет коровое происхождение и связана с процессами радиоактивного распада урана и тория в кислых породах кристаллического фундамента, обогащенных этими элементами. Однако какая-то часть гелия, вероятно, связана с поступлением мантийного гелия-3 по глубинным разломам. Изотопный анализ показывает наличие глубинного гелия-3 в газах ДДВ [24].

Таким образом, гелиево-аргоновые аномалии, несомненно, связаны с миграцией этих компонентов из кристаллического фундамента и верхней мантии по полостям глубинных тектонических нарушений.

В газах, осложненных гелиево-аргоново-азотными аномалиями, не отмечено увеличение концентраций углеводородов. Содержание углекислого газа в них невысокое и не превышает 1,0—1,3 %. Можно отметить лишь некоторое повышение концентрации водорода, содержание которого в некоторых пробах достигает 2,2—4,7 %.

В подземных водах с аномальными концентрациями гелия, аргона и азота в составе водоразтворенных газов не выявлено каких-либо заметных аномалий в солевом составе вод. В них не наблюдается снижения минерализации или повышения концентраций гидрокарбонатов, бора, аммония, лития, рубидия, цезия, что характерно для проб из глубоких горизонтов в центральной части грабена с большой толщиной осадочного чехла. Данное обстоятельство подтверждает мнение о том, что такие явления, как снижение минерализации вод, обогащение их углекислотой, гидрокарбонатами, бором, аммонием, редкими щелочами, связано с процессами, происходящими в глубоководнопогруженных и интенсивно преобразованных осадочных породах.

Иная картина распределения гелия, аргона и азота наблюдается на месторождениях центральной приосевой зоны и особенно в массивно-пластовых залежах Шебелинско-Машевского газоносного района, в котором сосредоточены основные запасы газа региона. Наиболее полный и представительный материал имеется по крупнейшему Шебелинскому газоконденсатному месторождению.

Огромная массивно-пластовая залежь Шебелинского месторождения отличается большим однообразием состава газа. Колебания содержания отдельных компонентов между горизонтами и скважинами, а также во времени в процессе многолетней разработки незначительны. Отмечено небольшое увеличение во времени содержания азота и гелия, особенно в приконтурных скважинах [31].

Из таблицы 9.1 видно, что содержание неуглеводородных компонентов, в том числе гелия и аргона, в шебелинском газе весьма невелико. Концентрации аргона, гелия и азота в приконтурных водах также невелики: для аргона они составляют 0,06—0,15 см³/дм³, для гелия — 0,20—1,1 см³/дм³, для азота — 14—35 см³/дм³. Фоновые концентрации этих компонентов в водах картамышской свиты, определенные по данным для соседних непродуктивных структур (Балаклейской, Червоно-Донецкой), гораздо более высокие: для аргона — 0,4—0,8 см³/дм³, для гелия — 2,4—3,5 см³/дм³, для азота — 150—210 см³/дм³. В разделе 8 показано, что здесь существует

диффузионный поток аргона, гелия и азота из законтурных вод в залежь, направленный в противоположном направлении диффузионному потоку метана и его гомологов, идущему из залежи в законтурные воды.

Таблица 9.1

Состав газа Шебелинского ГКМ, по данным Х. Ф. Джамаловой, за 1960–1975 гг. [31]

	Содержание, % объемных компонентов					
	CH ₄	ΣГУ	N ₂ + редкие	В том числе		CO ₂
				He	Ar	
Мин.	92,59	5,41	1,11	0,044	0,012	0,02
Макс.	93,38	5,63	1,85	0,058	0,015	0,35
Среднее	92,91	5,49	1,48	0,053	0,013	0,14

Несмотря на то, что фоновые концентрации для аргона и гелия намного выше, чем в приконтурных водах Шебелинки, они все же остаются значительно ниже аномальных концентраций этих компонентов, установленных в зонах краевых глубинных разломов, где они составляют для аргона — 1,0–1,7 см³/дм³, для гелия — 6–15 см³/дм³.

Что касается азота, то хотя его фоновые концентрации для картамышской свиты и аномальные концентрации в зонах глубинных нарушений близки, однако природа азота, по-видимому, различна. В первом случае можно говорить о биогенном азоте, а во втором азот явно глубинный — метаморфогенный или мантийный. К сожалению, изотопный состав азота, который мог бы прояснить этот вопрос, не анализировался.

Содержание радиогенного аргона в свободном газе Шебелинского месторождения составляет 4,0–15,7 % от общего, в водорастворенных газах — 2–10 %, что соответствует фоновым концентрациям [120].

Анализ проведенных материалов однозначно свидетельствует о том, что в шебелинском газе не прослеживается никакого влияния глубинных газовых потоков, наблюдаемых в зонах краевых глубинных тектонических нарушений. Это, в свою очередь, говорит о коренном различии природы углеводородных газов в залежах, с одной стороны, и глубинных неуглеводородных компонентов — аргона, гелия, азота, с другой стороны, и подтверждает представление о том, что генерация углеводородных газов связана с осадочной толщей.

На других месторождениях приосевой юго-восточной части Днепровского грабена, в нижнепермско-верхнекаменноуголь-

ном комплексе (Западно-Крестищенское, Медиковское, Ефремовское, Кегичевское и др.) свободные газы имеют состав, достаточно близкий к составу шебелинского газа, и здесь прослеживаются те же закономерности в распределении углеводородных и неуглеводородных компонентов, хотя по этим месторождениям материал не такой полный, как по Шебелинскому.

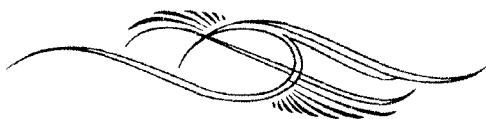
В газе всех месторождений этой группы наблюдается низкое содержание аргона, гелия и азота. Следует обратить внимание на очень низкое содержание в газах аргона, которое не превышает 0,015 % и является самым низким по сравнению с другими месторождениями региона [136]. Это объясняется разбавляющим эффектом больших масштабов генерации метана в данном районе. Поскольку аргон вне глубинных аномалий имеет в основном древнее воздушное происхождение и ограниченные объемы, то интенсивная генерация углеводородных газов и перераспределение аргона между газовыми скоплениями и подземными водами приводит к общему понижению парциальных упругостей аргона, снижению его концентраций в водах и невысоким концентрациям в свободном газе. На этом основан предложенный нами метод количественной оценки масштабов газовой деления [135].

Таким образом, анализ материалов по составу водорастворенных газов и степени газонасыщенности подземных вод, по распределению редких газов в свободных газах и подземных водах и по изотопному составу углерода метана свободных газов дает убедительные аргументы в пользу представлений о том, что образование углеводородных газов происходило в самой осадочной толще и связано с угленосными и черносланцевыми формациями карбона и, возможно, девона.

Основные объемы метана и его гомологов генерировались органикой в условиях относительно невысокой степени постседиментационного преобразования пород (градации $МК_1 - МК_3$). Поступление в залежи метана более поздних стадий генерации возможно, однако оно было незначительным.

Поступление газов в осадочную толщу из кристаллического фундамента однозначно отмечается только для неуглеводородных компонентов — гелия, радиогенного аргона, азота — вблизи краевых глубинных нарушений и оперяющих их разломов. Здесь фиксируется обогащение этими глубинными компонентами свободных и водорастворенных газов, которое имеет явно наложенный характер.

РАЗДЕЛ 10



ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ НА МОНОКЛИНАЛЯХ

Исчерпание фонда положительных структурных форм в ДДВ уже давно делает проблему поисков залежей углеводородов, связанных с ловушками неантиклинального типа, весьма актуальной. Сводовые залежи с элементами тектонического, литологического и комбинированного экранирования известны в регионе на многих месторождениях. Выявлены также литологически и тектонически экранированные залежи в различных комплексах, не связанные с антиклиналями. Так, литологически экранированная залежь газа еще в 60-х гг. прошлого века обнаружена в московском ярусе на Северо-Голубовской площади. Литологически экранированными являются газоконденсатные залежи, выявленные на участках моноклиналильного залегания пород на Семенцовско-Абазовском (C_1s_2), Волошковском (C_1v_2), Руденковском (C_1t) и некоторых других месторождениях.

Многие исследователи рассматривали различные аспекты формирования и поисков неантиклинальных ловушек в регионе. А. Е. Лукин обстоятельно проанализировал палеогеографические и литолого-фациальные условия формирования литологических и рифогенных ловушек в различных комплексах палеозоя ДДВ

[88; 91; 93]. На необходимость организации целенаправленной работы по поискам неантиклинальных залежей в ДДВ указывал А. М. Палий [113]. И. В. Высочанский и другие проанализировали геологические условия формирования неантиклинальных ловушек на северном борту и в южной прибортовой зоне ДДВ [17; 19]. Вместе с тем целенаправленные поиски таких залежей все еще практически не ведутся. Поэтому считаем необходимым еще раз обратить внимание на эту проблему.

Участки моноклинального залегания пород, в пределах которых антиклинальные структуры либо отсутствуют вовсе, либо слабо представлены, занимают в ДДВ значительные площади. Именно эти территории представляют наибольший интерес для поисков залежей в ловушках неантиклинального типа различной природы. Такими районами являются северный и южный борта ДДВ, моноклинали, отделяющие северную и южную прибортовые зоны от центральной, наиболее погруженной части рифтогена на юго-востоке, а также склоны Сребненской и других депрессий, Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины. Представляют интерес также моноклинали на склонах крупных валообразных поднятий и отдельных крупных структур, таких как Солоховско-Диканьский вал, Шебелинское поднятие и др. Большая часть этих территорий практически не вовлечена в поисково-разведочный процесс.

Северный борт ДДВ в настоящее время является важным объектом поисково-разведочных работ. Залежи газоконденсата и нефти выявлены в нижнем и среднем карбоне в основном к юго-востоку от Богодуховского выступа фундамента. Они связаны с малоамплитудными поднятиями, северные крылья которых осложнены несогласными сбросами, которые и экранируют залежи по восстанию пластов. Обнаружены также скопления нефти и газа в трещиноватых зонах архейско-нижнепротерозойского фундамента. Район считается перспективным для поисков неантиклинальных залежей различных типов.

Проведенное в последние годы параметрическое бурение подтвердило высказанные ранее представления о том, что нижний и средний карбон залегает здесь в пределах нижнего гидрогеологического этажа вплоть до полосы, где фундамент вскрывается на глубине 1,0 – 1,2 км и даже несколько меньше [43; 144]. Перспективные горизонты карбона относятся к верхней зоне нижнего гидрогеологического этажа (зона застойного режима, по Н. К. Игнатовичу), не вовлечены в артезианскую циркуляцию и

содержат седиментогенные малосульфатные рассолы с минерализацией 35—170 г/дм³, являющиеся производными вод каменноугольных бассейнов седиментации с нормальной морской и слабоосолоненной водой, что свидетельствует о благоприятной гидрогеологической обстановке для формирования и сохранения залежей углеводородов. В то же время полученные данные по газонасыщенности подземных вод не являются столь однозначными.

Зона углеводородных водорастворенных газов (метана более 75 %, гомологов метана больше 1 %) повышенной степени газонасыщенности (газосодержание более 0,4—0,5 м³/м³) получает развитие лишь в погруженной части борта, где глубина залегания фундамента превышает 1500—1700 м, а толщина газогенерирующей толщи карбона составляет не менее 500—800 м и появляется черносланцевая формация нижнесерпуховского подъяруса. Располагается эта зона к юго-западу от линии Шубино — Молодова. Именно к этой зоне приурочены известные залежи газа и нефти, здесь же в ряде случаев отмечены предельная газонасыщенность подземных вод (Харьковская 1) и интенсивные нефтепроявления (Старопокровская площадь) вне пределов антиклинальных структур [144]. Эта погруженная часть борта является наиболее перспективной для обнаружения залежей газа и нефти в ловушках неантиклинального типа.

К северо-востоку от указанной линии при глубине залегания фундамента 1,0—1,3 км были отмечены азотно-метановые газы с концентрацией газа в воде 0,14—0,18 м³/м³ (Анновская скважина 674) и азотные газы (азота более 85 %) очень низкой степени газонасыщенности (0,03—0,06 м³/м³), но с углеводородной фракцией, обогащенной гомологами метана (СН₄/ΣТУ 2,3—6,2), в том числе гексанами и более тяжелыми углеводородами (0,2—0,65 %) (Двуречанская скважина 676). Воды резко надонасыщены растворенным газом. Эти данные свидетельствуют в первом случае о генерации низкотемпературного метана, а во втором — о генерации жидких углеводородов. Однако масштабы как газо-, так и нефтегенерации незначительны. Поэтому возможности формирования здесь залежей сухих метановых газов или залежей недонасыщенной газом нефти скорее всего невелики.

Более вероятно существование чисто нефтяных залежей в районе Богодуховского выступа и далее к северо-западу, где залежи недонасыщенных газом нефтей известны в прибортовой

части (Козиевское, Бугреватовское месторождения) и на борту (Турутинское месторождение). Однако газонасыщенность подземных вод здесь, к сожалению, не изучалась.

Южный борт ДДВ является более крутым и узким, чем северный. Соответственно, перспективные для поисков углеводородов территории с глубиной залегания фундамента более 1,5–1,7 км занимают здесь гораздо меньшую площадь. Метановые водорастворенные газы были зафиксированы в юго-восточной части южного борта в районе Петропавловки. Бурение на Коховской и Ново-Вербской площадях показало развитие здесь седиментогенных вод в нижнем карбоне и трещиноватых зонах фундамента. К сожалению, водорастворенные газы не исследовались.

Район Белоцерковского выступа фундамента, где толщины осадочного чехла сильно редуцированы и отмечено развитие азотных водорастворенных газов, следует считать малоперспективным для поисков залежей углеводородов. Более перспективным, особенно для выявления нефтяных залежей, можно считать погруженную часть южного борта в районе Гнилицкой структуры, где в нижнем карбоне установлено развитие азотно-углеводородных водорастворенных газов. В этой части региона на противоположном северном борту рифтогена в визейском ярусе выявлена нефтяная залежь на Турутинской структуре.

Моноклинали, отделяющие прибортовые части рифтогена от его центральной части, наиболее четко выражены на юго-востоке региона. Северная моноклиаль протягивается полосой шириной от 10–15 до 20–25 км и длиной более 270 км от района севернее Солоховско-Диканьского вала к юго-востоку до района севернее Дробышевской структуры. Местами моноклиаль осложнена структурными террасами и выступами, а к северу от Мелиховского поднятия развита группа соляных штоков (Токаревский, Рябухинский, Ново-Водолажский), которая делит моноклиаль на два отрезка – северо-западный и юго-восточный (Змиевская моноклиаль). В пределах моноклинали пробурены лишь несколько глубоких скважин. В северной части моноклинали к погребенным поднятиям приурочены газоконденсатные залежи в серпуховском ярусе на Коломакском, Кисовском и в московском ярусе на Беспаловском месторождениях.

Степень катагенетического изменения пород перспективных комплексов карбона изменяется от градаций $МК_2$ до $МК_{3-4}$ при глубинах залегания от 3–4 до 5–6 км. В пределах северо-запад-

ного отрезка моноклинали верхний и средний карбон и серпуховский ярус залегают в пределах верхней гидродинамической зоны нижнего гидрогеологического этажа, для которой характерны гидростатические пластовые давления. Нижняя термодегидратационная зона нижнего этажа со сверхгидростатическими пластовыми давлениями вскрывается на глубинах более 5,5 км в верхневизейском комплексе. В пределах юго-восточного отрезка моноклинали термодегидратационная зона залегают на меньших глубинах — порядка 4,0—4,5 км — и захватывает средний карбон.

Перспективные комплексы нижнего и среднего карбона в пределах моноклинали повсеместно залегают в зоне углеводородных растворенных газов с высокой степенью газонасыщенности подземных вод, а на юго-востоке к этой зоне относится и нижняя часть верхнего карбона [151]. На элизионных этапах развития происходила крупномасштабная миграция пересыщенных газом седиментогенных вод из приосевой части рифтогена к его бортам. В этих условиях все ловушки любых типов могут быть заполнены газом. Залежи, связанные с неантиклинальными ловушками, могут быть развиты, начиная с глубин 3,0—3,5 км.

Южная прибортовая моноклинали (Лозовская) протягивается более чем на 200 км от района г. Полтава к юго-востоку до Кальмиус-Торецкой котловины, в пределы которой она уходит. Ширина моноклинали колеблется от 10—15 до 25—30 км и более. Она также местами осложнена структурными выступами и носами, а на некоторых участках развиты соляные штоки (Лиговский, Красно-Павловский). Промышленных залежей углеводородов в пределах южной прибортовой моноклинали не выявлено, но в ряде скважин отмечались интенсивные газопроявления. Степень катагенетического изменения пород здесь выше, чем на северной прибортовой моноклинали. Породы карбона, измененные на градации МК₃, залегают на глубинах 4,0—4,5 км, а в юго-восточной части и меньше. Соответственно, на этих глубинах вскрывается кровля зоны сверхгидростатических пластовых давлений. Зона углеводородных растворенных газов имеет здесь повсеместное развитие в нижнем, среднем и верхнем карбоне. Степень газонасыщенности подземных вод достигает предельной величины. Так, предельная газонасыщенность подземных вод отмечена в верхнем карбоне на Октябрьской площади. Залежи углеводородов в ловушках неантиклинального типа могут быть выявлены в пределах южной прибортовой моноклинали на

глубинах от 2,5 – 3,0 км, а к юго-востоку от Затышьянской структуры, где вся прибортовая часть представлена моноклиной и положительных структурных форм не выявлено, они могут быть развиты и на меньших глубинах.

Среди ловушек неантиклинального типа, по-видимому, наиболее широкое распространение могут иметь литологические ловушки различной природы. Перспективные газонефтегенерирующие комплексы нижнего, среднего и верхнего карбона представлены в ДДВ разнофациальными, преимущественно песчано-глинистыми, в меньшей степени карбонатными образованиями, среди которых широко распространены аллювиально-озерные и прибрежно-морские фации, в том числе такие образования, как русловый аллювий, песчаные отложения баров и отмелей, карбонатные постройки рифов и биогерм, чередующиеся с морскими глинистыми осадками. Фациальная невыдержанность и замещение создают благоприятные условия для возникновения разнообразных типов литологических ловушек.

Остановимся несколько подробнее на некоторых из возможных здесь типах ловушек, поискам которых еще не уделяется достаточно внимания. Во многих нефтегазоносных провинциях известны литологические ловушки, связанные со шнурковыми песчаными телами руслового аллювия или протоками палеодельт (ловушки речного и дельтового типов) [26]. Классическим примером ловушки речного типа является залежь в палеогене нефтяного Ширванского месторождения на Северном Кавказе, описанная еще И. М. Губкиным [26]. Здесь шнурковое песчано-гравийное тело, врезанное в глинистые породы, целиком заполнено нефтью.

Обычно залежи в таких шнурковых телах установлены в пределах антиклиналей, где проводились поисково-разведочные работы, и не прослежены за их пределами. В то же время шнурковые песчаные тела, врезанные в глинистые породы, перекрытые также глинами и ограниченные с боков пойменными и озерными глинами, могут содержать залежи и вне положительных структур. В этом случае на моноклиналиях ловушками становятся все меандры шнуркового песчаного тела, обращенные выпуклой стороной вверх по восстанию пластов. Такие ловушки и залежи могут быть названы меандровыми. Песчаные тела баров, залегающие в толще глинистых пород, становятся ловушками на моноклиналиях благодаря изгибу кровли песчаного тела. Фациальное

замещение песчаных отложений глинистыми породами вверх по восстанию пластов на моноклиналях может сформировать серию ловушек заливообразного типа.

Ловушки подводных отмелей (банок) формируются в пределах синхронно растущих антиклинальных поднятий, где накапливаются песчано-алевритовые осадки, в то время как на крыльях отлагаются глинистые породы. По-существу, в ДДВ к таким песчано-алевритовым «островам» приурочены газоконденсатные залежи в картамышской свите на Кегичевском, Западно-Сосновском, Кобзевском месторождениях. Образовавшиеся в таких линзах в пределах антиклиналей залежи углеводородов сохраняются в случае последующего расформирования положительных структур, происходящего при опускании одного и подъеме другого их крыльев. Интенсивное прогибание центральной части авлакогена во время накопления хемогенной толщи нижней перми привело к расформированию палеоподнятий в пределах прибортовых моноклиналей, а залежи в песчаных линзах в глинистых толщах могли сохраниться в моноклинальных условиях [148].

Залежи, сформированные в резервуарных толщах в пределах поднятий, при опускании в зону глубинного катагенеза оказываются запечатанными в результате того, что в законтурной водоносной области песчаники быстрее теряют коллекторные свойства и превращаются в плотные, практически непроницаемые породы. При расформировании палеоподнятия такие запечатанные залежи сохраняются в условиях моноклиналиного залегания пород. Запечатанные залежи в пределах расформированных поднятий могут существовать в нижнем карбоне на глубинах 3,5—4,0 км на южной прибортовой моноклинали, где на этих глубинах породы изменены на градациях МК₃—МК₄.

Уплотненные песчаники в массивах глубоко измененных пород в этой части региона представляют также интерес с точки зрения добычи газа центральнобассейнового типа на глубинах 3,5—4,5 км.

Как показано А. Е. Лукиным, в ряде нефтегазоносных комплексов ДДВ (нижневизейско-турнейский и другие) в зонах перехода от глубоководных к шельфовым фациям широко распространены рифогенные карбонатные постройки [91; 93]. На ряде месторождений к ним приурочены залежи углеводородов (Богатойское, Мачехское, Кампанское и др.). Развитие таких карбонатно-рифогенных ловушек ожидается, в частности, в зоне пе-

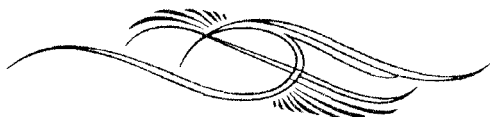
рехода от южной прибортовой зоны к моноклиналильному склону приосевого грабена ДДВ и на других участках моноклиналиного залегания пород.

Наконец, депрессионные черносланцевые формации, развитые в некоторых частях разреза палеозоя ДДВ, рассматриваются как перспективные для получения сланцевого газа, в том числе и на участках моноклиналиного залегания пород [95].

Таким образом, в районах моноклиналиного залегания пород в ДДВ установлено либо предполагается широкое развитие различных типов ловушек неантиклиналиного типа, с которыми должны быть связаны залежи газа и нефти на относительно небольших глубинах. Кроме того, на отдельных участках здесь возможно успешное освоение нетрадиционных ресурсов углеводородного сырья — центральнобассейнового и сланцевого газа. Эти районы следует рассматривать как серьезный резерв для наращивания ресурсной базы углеводородного сырья.

Для выбора первоочередных участков с целью постановки поисково-разведочного бурения необходимо провести детальный комплексный анализ с использованием фациально-палеогеографических, палеоструктурных методов, провести дополнительные геофизические исследования, в том числе сейсмику 3D на отдельных участках. Целесообразно также применение прямых поисково-геохимических и геофизических методов.

РАЗДЕЛ 11



ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТРАДИЦИОННОГО И НЕТРАДИЦИОННОГО ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Резонансные успехи в добыче нетрадиционного (сланцевого, угольного, центральнобассейнового) газа в США и Канаде и начатые работы по поискам и разведке месторождений такого газа в Украине, в том числе и в ДДВ, делают весьма актуальным всесторонний анализ накопленного геологического материала с целью выяснения закономерностей размещения нетрадиционного газа в недрах. Некоторые из закономерностей нетрадиционного газонакопления в ДДВ выявлены в работах Б. П. Кабышева [55], А. Е. Лукина [94—97], Э. А. Ставицкого [126; 127], С. В. Кривули [80], Н. И. Евдощука [34], А. В. Бартащука [6], В. Г. Суярко [131], В. А. Терещенко [153; 154] и других исследователей. В то же время многие вопросы перспектив промышленной нетрадиционной газоносности остаются не изученными. К таким вопросам, в частности, относятся характер взаимосвязи традиционных и нетрадиционных залежей, их размещение на фоне катагенетической и гидрогеологической зональности.

Рассмотрению указанных вопросов посвящен настоящий раздел. Исследование базируется на разработанной автором модели гидрогеологической зональности региона, анализе газопроявлений в плотных породах при бурении, данных об их литологическом составе и содержании органического вещества. ДДВ представляет собой весьма интересный объект для такого исследования, поскольку перспективные комплексы палеозоя вскрыты и изучены здесь в широком диапазоне глубин залегания, пластовых температур и степени катагенетического изменения пород.

В верхнем гидрогеологическом этаже, соответствующем зонам гипергенеза и криптогипергенеза, где развита артезианская циркуляция инфильтрогенных вод, в ДДВ, как и в других платформенных регионах, промышленные залежи нефти и газа неизвестны. Встречены лишь небольшие их скопления вблизи активных соляных штоков, прорывающих мезо-кайнозойские толщи. Здесь активно действуют процессы окисления углеводородов.

Черные глины толщиной до 40 — 120 м, обогащенные ОВ, которые, возможно, могли бы содержать сланцевый газ, известны в ряде районов в нижнем мелу и в средней юре. Залегают они в зоне замедленного водообмена верхнего гидрогеологического этажа и в переходной зоне от верхнего этажа к нижнему на глубинах 700 — 1100 м. Сланцевая газоносность их проблематична. Кроме того, как справедливо отмечает А. Е. Лукин, добыча сланцевого газа из них недопустима по экологическим соображениям из-за неизбежного загрязнения питьевых и минеральных вод мела и юры [95].

Верхняя зона нижнего гидрогеологического этажа (постэлизионная зона, зона застойного гидродинамического режима) соответствует зоне начального катагенеза (градации ПК — МК₂), залегает на глубинах от 1,5 — 2,0 до 3,5 — 5,5 км и охватывает значительную часть объема палеозойских отложений региона. Зона характеризуется широким развитием первично-поровых песчано-алевритовых, реже каверно-трещинных карбонатных коллекторов с высокими показателями пористости и проницаемости. Здесь распространены протяженные системы пластовых, массивно-пластовых и массивных природных резервуаров, заполненных седиментогенными рассолами. К разнообразным ловушкам в их пределах приурочены многочисленные залежи газа и нефти.

В данной зоне располагается абсолютное большинство выявленных в регионе традиционных залежей углеводородов, в том

числе все известные крупные залежи. Здесь же сосредоточены и основные разведанные и прогнозныe запасы нефти и газа.

Пластовые давления в водоносных горизонтах и на флюидных контактах залежей соответствуют региональным гидростатическим (коэффициенты аномальности 1,03—1,15). Исключения составляют лишь изолированные газовые и водоносные скопления внутри нижнепермской соленосной формации, где пластовые давления преимущественно сверхгидростатические. Большие по величине избыточные начальные пластовые давления наблюдались также в верхних частях массивно-пластовых газовых залежей большой высоты под нижнепермской соленосной крышкой.

Газогенерирующими в палеозое ДДВ исследователи считают угленосные формации карбона, глинисто-карбонатные и кремнисто-карбонатно-глинистые формации карбона и девона, обогащенные гумусовым и сапропелево-гумусовым (ОВ) [53; 164]. Фактически газогенерирующей является большая часть разреза карбона. Залежи углеводородов связаны с коллекторами в пределах самих газогенерирующих формаций, а также с коллекторами вышезалегающей красноцветной нижнепермско-верхнекаменноугольной формации, куда газ проникает в результате восходящей вертикальной миграции из нижележащих газогенерирующих толщ.

Глинистые горизонты в карбоне обычно имеют толщину от 5—10 до 70—100 м. В случае значительной толщины (50—100 м и более) обогащенные ОВ глинистые толщи с пористостью 5—7% и более могут представлять собой резервуары сланцевого газа. Однако сложности их освоения связаны с небольшими в общем мощностями и фациальной невыдержанностью отдельных глинистых горизонтов, которые часто замещаются песчано-алевритовыми разностями. В этих условиях горизонтальное бурение и проведение гидроразрыва пласта чревато возможностью прорыва в рабочую зону активных пластовых вод, которые в зоне начального катагенеза насыщают все песчано-алевритовые горизонты.

Практический интерес в зоне начального катагенеза могут представлять выдержанные глинистые толщи большой мощности. К ним, в частности, относится нижнесерпуховская сланцево-глинистая толща, развитая в пределах восточного сегмента погруженной части северо-восточного склона ДДВ, имеющая толщину от 100—150 м до 300 м и залегающая на глубинах от 2 до 3 км. По данным Е. А. Лукина, она представлена черными слан-

цеватыми аргиллитами с редкими маломощными (1–2 м) прослоями алевролитов и пропластками (6–10 см) темноцветных глинистых известняков. Содержание $C_{\text{орг}}$ изменяется в пределах 1,5–3,5 %, а степень катагенеза соответствует газовым углям (градация МК₃) [95]. При проходке толщи отмечались многочисленные нефтегазопроявления, а при опробовании песчаников выше и ниже нижнесерпуховской черносланцевой толщи получены притоки пластовых вод с высокой и даже предельной степенью насыщенности углеводородными растворенными газами (Гречишкинская, Харьковская и другие площади) [43; 144].

В целом постэлизионная гидродинамическая зона в ДДВ может быть охарактеризована как основная зона традиционного газонакопления и относительно слабого развития такого вида нетрадиционного газа, как сланцевый газ.

В данной гидродинамической зоне развиты также две специфические разновидности нетрадиционного газа, тесно связанные с традиционными залежами. А. Е. Лукин указывает, что потенциальным нетрадиционным источником газообразных углеводородов могут рассматриваться ложные покрышки нефтяных и газовых залежей, в тонких порах и трещинах которых благодаря вторичной гидрофобизации скапливаются значительные количества газа, добыча которого возможна с помощью современных технологий [97].

Другую разновидность нетрадиционного газа представляет газ слабопроницаемых низкопористых пород внутри залежей. Большую часть объема (до 60–80 %) массивно-пластовых газоконденсатных залежей нижнепермско-верхнекаменноугольного комплекса юго-востока ДДВ, таких как Шебелинское, Западно-Крестищенское, Ефремовское и другие, составляют плотные песчаники и алевролиты с пористостью менее 7–8 % и тонкотрещиноватые аргиллитоподобные глины. Эти породы в пределах залежи благодаря вторичной гидрофобизации газонасыщены, однако при обычном вскрытии они практически не отдают газа в скважины.

На поздних стадиях разработки, когда в условиях газового режима текущие пластовые давления в основных эффективных коллекторах резко снижаются, слабопроницаемые газонасыщенные породы по всему объему залежи начинают медленно отдавать газ в прилежащие хорошие коллекторы и трещиноватые зоны, образующие естественную дренажную систему. Таким пу-

тем газ плотных пород, являющийся, по сути, аналогом сланцевого и центральнобассейнового газа, пополняет запасы эффективных коллекторов. Анализ разработки Шебелинского месторождения показывает, что в последнее десятилетие такая подпитка составляет около 2 млрд м³ в год [81; 157]. Таким образом, здесь создаются условия для спонтанной добычи нетрадиционного газа совместно с обычным газом.

Запасы такого газа внутри крупных залежей весьма значительны, и следует задуматься над тем, как активизировать процесс его добычи с помощью современных технологий. Следует подчеркнуть, что процесс спонтанной добычи нетрадиционного газа возможен только в условиях газового режима разработки. Если проявляется активный упруговодонапорный режим, текущие пластовые давления остаются достаточно высокими, залежь обводняется и остаточный газ плотных пород оказывается заблокированным пластовой водой.

Термодегидратационная зона нижнего гидрогеологического этажа, соответствующая зоне глубинного катагенеза (градации МК₃ — МК₄), залегает на глубинах более 3,5–5,5 км и развита только в пределах рифтовой части прогиба. Основной особенностью этой зоны является резкое увеличение степени постседиментационного преобразования пород по сравнению с зоной начального катагенеза, сопровождающейся прогрессирующей редукцией пустотного пространства пород. Трещинно-поровые и каверново-трещинные коллекторы со значениями пористости более 8–10 % и проницаемости более 5 мД развиты локально в виде изолированных ограниченных по размерам тел. Развитие вторичной пористости и трещиноватости лишь частично и локально компенсирует общую деградацию пустотного пространства. Большая часть породного массива представлена плотными низкопористыми (3–7 %) и слабопроницаемыми (менее 1 мД) породами.

В гидрогеологическом отношении термодегидратационная зона, как это показано выше, характеризуется спорадическим развитием остаточно-очаговых и трещинно-жильных гидродинамических систем, насыщенных катагенными водами, в различной степени смешанных с седиментогенными водами, а также газом. Пластовые давления в таких изолированных системах являются сверхгидростатическими как в водоносных, так и в газоносных резервуарах с коэффициентами аномальности от 1,3–1,5 до

1,9 – 2,1. Периодически происходят инъекции флюидов из более глубоких зон и разгрузка их в вышележащую зону по раскрывающимся тектоническим нарушениям.

Данная зона вскрыта бурением более чем на 50 структурах, однако промышленные залежи газа традиционного типа выявлены лишь на 10 структурах. В юго-восточной части северной прибортовой зоны небольшие залежи открыты в песчано-алевритовых горизонтах московского яруса на Дробышевской и Святогорской структурах. В центральном сегменте северной прибортовой зоны, а также в центральной части приосевой зоны залежи газа разведаны в песчано-алевритовых породах верхневизейского комплекса на Березовском, Степовом, Краснокутском, Комышнянском и Гоголевском месторождениях. В приосевой зоне центральной части рифтогена и в южной прибортовой зоне газоконденсатные залежи встречены в песчано-алевритовых и карбонатных породах нижневизейско-турнейского комплекса (Рудовское, Перевозовское, Мачехское и Руденковское месторождения).

Наиболее значительным по запасам из этих залежей является залежь горизонта В-16 Березовского месторождения, запасы которого составляют около 12 млрд м³ газа. Остальные залежи содержат незначительные запасы.

К термодегидратационной зоне приурочены наиболее глубокие из выявленных в ДДВ залежей газа (Перевозовское месторождение, интервал 6222 – 6300 м, C₁v₁; Восточно-Полтавское месторождение, интервал 6274 – 6750 м, C₁s₂; Комышнянское месторождение, интервал 6067 – 6059 м, C₁v₂).

На многих структурах при опробовании горизонтов в зоне глубинного катагенеза притоков флюидов вообще не получено или получены незначительные притоки газа (Шебелинское, Славянская и др.). На ряде структур получены значительные притоки пластовых вод (Северо-Волвенковская, Ново-Мечебиловская и другие) или притоки газа с водой (Балаклеиско-Савинцевская, Западно-Шебелинская, Горобцевская структуры).

Для горизонтов в зоне глубинного катагенеза характерна резкая изменчивость коллекторских свойств как по площади, так и по разрезу. Мощные притоки газа, достигающие 1,0 – 1,2 млн м³/сут., получены из песчаников турне на Рудовском и верхнего визе на Гоголевском месторождениях. Однако мощные фонтаны получены из единичных скважин. Соседние скважины дают незначительные

притоки или оказываются «сухими», что свидетельствует об ограниченных размерах резервуаров с традиционной газоносностью. Об этом говорит также быстрое снижение пластовых давлений и дебитов газа при его отборе. Так, в скважине 102 Рудовского месторождения на протяжении первых 7 месяцев дебит газа резко снизился, а пластовое давление упало с 83 до 33–35 МПа [41].

Анализ материалов бурения, опробования скважин и литологических исследований в ДДВ и в других регионах свидетельствуют о том, что абсолютно большая часть пород в зоне глубинного катагенеза представлена массивом плотных низкопористых слабопроницаемых пород. Лишь на отдельных участках песчаники и известняки в силу специфических условий осадконакопления, особенностей состава и структуры частично сохранили достаточно высокие первичные коллекторские свойства и даже улучшили их вследствие развития вторичной пористости и трещиноватости. Как указывают многие исследователи, такими породами являются хорошо отсортированные мономиктовые кварцевые песчаники мелководно-морских (пляжевые, песчаных кос и баров) и аллювиальных фаций, а также карбонатные органогенные постройки — рифы, биогермы, биостромы [5; 91; 93]. К таким породам приурочены изолированные остаточные природные резервуары. С ними связаны наиболее значительные залежи в зоне глубинного катагенеза.

Трещинно-жильные резервуары зон тектонических разрывов и дробления имеют сравнительно небольшие размеры и сложную пространственную конфигурацию, которая определяется совместным действием литолого-фациальных факторов и особенностей развития тектонических напряжений в породном массиве.

В целом следует признать, что зона глубинного катагенеза является зоной затухающей промышленной газоносности традиционного типа как по количеству залежей, так и в особенности по запасам газа. Сохранившиеся здесь залежи связаны в основном с природными резервуарами остаточного типа, а наиболее продуктивные участки, по-видимому, приурочены к трещинно-жильным резервуарам.

Изложенные данные, однако, не исключают того, что в плотных породах зоны глубинного катагенеза могут быть выявлены новые залежи, в том числе и достаточно крупные, приуроченные к запечатанным локальным резервуарам. Наиболее вероятны залежи, связанные с рифогенно-карбонатными образованиями, за-

печатаными в глинистых толщах. Высокие коллекторские свойства таких образований связаны с целым комплексом факторов, таких как первоначальная высокая пустотность рифогенных массивов, вторичная доломитизация, возможное приповерхностное выщелачивание, выщелачивание глубинными растворами и др.

Поиски таких залежей требуют разработки новых методических приемов и подходов [93]. Наиболее перспективными для поисков таких залежей в рифогенно-карбонатных образованиях являются турнейско-нижневизейский и девонские комплексы.

В то же время в зоне глубинного катагенеза существуют весьма благоприятные условия для широкого развития нетрадиционного газообразования. Формации карбона, залегающие в этой зоне, являются основными газогенерирующими толщами. Непосредственно газ генерируют серо- и темноцветные глинистые и кремнисто-карбонатно-глинистые толщи морского происхождения, обогащенные ОВ, угольные пласты и пропластки, углистый детрит. Эти породы генерировали большие объемы углеводородных газов, в основном метана, на всех этапах главной зоны газообразования (по С. Г. Неручеву и др., 1971) от градации $МК_1$ до $АК_1$.

Газогенерация началась еще в зоне начального катагенеза и продолжалась в зоне глубинного катагенеза. В этой зоне сланцеватые аргиллиты с пористостью 3–5 % могут содержать большие объемы углеводородного газа, образуя залежи сланцевого газа. В угольных пластах, пропластках и вмещающих породах содержится угольный метан.

Песчано-алевритовые породы в зоне глубинного катагенеза в большинстве случаев имеют пористость 3–5 %, и только на отдельных участках отмечается пористость 8–15 %. В песчаниках за пределами ловушек поровое пространство первоначально было насыщено пластовыми водами. В зоне глубинного катагенеза в них сохраняются в основном субкапиллярные и капиллярные поры. Генерируемый в глинистых породах газ под действием молекулярных сил вытесняет воду из тонких пор. В уплотненных песчаниках формируются залежи газа центрально-бассейнового типа.

Как известно, для вытеснения воды газом из тонких пор необходима гидрофобизация поверхности частиц породы, которая осуществляется за счет высокомолекулярных органических соединений. В этой связи следует обратить внимание на то обстоятельство, что на этапе $МК_3$ (жирные угли) отмечается воз-

растание генерации гомологов метана в угленосных формациях карбона, а их спектр расширяется за счет высокомолекулярных соединений. Это относится как к лейптинитовым углям нижнего карбона, так и витринитовым углям среднего карбона. С увеличением степени преобразования пород (градации $МК_4$ — $МК_5$ и особенно $АК_1$) генерация высокомолекулярных соединений резко снижается.

Таким образом, в верхней части зоны глубинного катагенеза создаются наиболее благоприятные условия для гидрофобизации поверхности субкапиллярных и капиллярных каналов, что приводит к вытеснению воды газом из низкопористых как глинистых, так и песчано-алевритовых пород. Вода под действием молекулярных сил под высоким давлением вытесняется в участки, где сохранились более высокопористые песчаники, и в трещинно-жильные зоны, а в конечном итоге ее избыток удаляется в вышележащую гидродинамическую зону с квазигидростатическими пластовыми давлениями.

Вследствие рассмотренных процессов в зоне глубинного катагенеза, особенно в ее верхней части, формируются скопления сланцевого, угольного и центральнобассейнового газа в толще уплотненных пород различного состава.

А. Е. Лукин впервые обратил внимание на тесную взаимосвязь всех трех типов газоносных «плотных» коллекторов в Днепровско-Донецком авлакогене — сланцевого газа, центральнобассейнового газа, угольного метана [95]. По нашему мнению, именно в зоне глубинного катагенеза, особенно в ее верхней части, в наиболее полной мере реализуется это положение. Здесь возникают мощные массивы практически безводных низкопористых слабопроницаемых газонасыщенных пород, представляющих пере-слаивание аргиллитов, содержащих сланцевый газ, угольных пластов, содержащих угольный метан, и плотных песчаников, содержащих центральнобассейновый газ. Эти толщи представляют единую газонасыщенную систему, и такой тип нетрадиционного газа назван нами комбинированным [153]. В США для газа, полученного из плотных коллекторов (центральнобассейновый газ) используется термин «tight gas sands», или «tight gas» (газ плотных песчаников). С 2010 г. Министерство энергетики США для обозначения газа из нетрадиционных источников использует термин «low — permeability reservoirs gas» (газ низкопроницаемых пород) [129; 171].

Таблица 11.1

Зональность нефтегазонакопления в ДДВ и ее связь с гидрогеологической и катагенетической зональностью

Глубина подошвы зоны, и температура, °С	Зона катагенеза	Градации катагенеза	Нижний	Литологи-ческие этапы	Гидродинамические зоны	Нефтегенерация (примучаственно стрателегасе СВ)	Нефтепопленне	Газогенерация (примучаственно гумусале СВ)	Газопопленне	
									Традиционное	Нетрадиционное
300-1200 (30-50)	Гипер-генеза Крипто-гипер-генеза	ПК МК ₁ МК ₂	Переходная зона	Беззния	Активного водообмена Замедленного водообмена	-	Омкленне углеводородов	-	Раскеленне и омкленне углеводородных газос	Среднеый газ е черноселенных толшак, пород в пределак ассивно-пластивых залежей: Глубинная зона металеидионного комбинированного газопопленне в пластных породах
3500-5500 (100-150)	Начального катагенеза	МК ₃ МК ₄	Основная зона	Нефть и жирные газы	Открытая (застойного режима)	Нефть и жирные газы	Залежи нефтей гидроисшен-ных газос	Метан и его гомологи, конденсат	Нижнемопартурный метан	Среднеый газ е черноселенных толшак, пород в пределак ассивно-пластивых залежей: Глубинная зона металеидионного комбинированного газопопленне в пластных породах
7500-9500 (200-240)	Глубинного катагенеза	МК ₅ МК ₆	Периодная зона (доу)	Легие нефти, конденсат, газ	Закрптая (затрудченного дрянка)	Легие нефти, конденсат, газ	Нефти ншен, газос	Метан и его гомологи, конденсат	Нижнемопартурный метан	Среднеый газ е черноселенных толшак, пород в пределак ассивно-пластивых залежей: Глубинная зона металеидионного комбинированного газопопленне в пластных породах
7500-9500 (200-240)	Металеидионного катагенеза	МК ₇ МК ₈	Гидроермально циркуляции	Углекислый газ, азот, водород, метан	Гидроермально циркуляции	Углекислый газ, азот, водород, метан	-	Углекислый газ, азот, водород, метан	Пропленне метаново-азотно-углекислых газос	Среднеый газ е черноселенных толшак, пород в пределак ассивно-пластивых залежей: Глубинная зона металеидионного комбинированного газопопленне в пластных породах

Верхняя часть (кровля) термодегидратационной зоны в ДДВ обычно совпадает с существенно глинистыми частями разреза карбона, в которых при наблюдающемся переслаивании песчано-алевритовых, карбонатных и глинистых пород явно преобладают последние. В таких толщах по сравнению с существенно песчанистыми частями разреза раньше начинаются процессы катагенетической редукции пористости и проницаемости песчано-алевритовых пород, и в целом вся толща превращается в массив плотных слабопроницаемых пород уже в начале градации МК₃. Ранее такие толщи выделены нами как «катагенетический» флюидоупор, контролирующий зону СГПД и имеющий скользящее стратиграфическое положение [137; 145]. С северо-запада на юго-восток и от прибортовых частей впадины к ее оси он перемещается из карбонатно-кремнисто-глинистых формаций нижнего — низов верхнего визе через алевро-глинистую толщу нижне-серпуховского подъяруса и терригенно-карбонатную формацию нижнебашкирского подъяруса в существенно глинистую толщу верхов московского яруса (рис. 11.1).

В свете развиваемых новых представлений этот «катагенетический» флюидоупор можно рассматривать как резервуар комбинированного нетрадиционного газа с преобладанием сланцевого газа регионального развития.

В подстилающих «катагенетический» флюидоупор толщах с существенной ролью песчано-алевритовых пород также развит комбинированный нетрадиционный газ, но с преобладанием центральнобассейнового газа в плотных песчаниках и с «вкраплениями» традиционных залежей газа в отдельных изолированных резервуарах с лучшими коллекторами.

Данные толщи пород можно рассматривать как глубинную зону комбинированного нетрадиционного газонакопления.

О высокой степени газонасыщенности плотных пород в зоне глубинного катагенеза свидетельствуют многочисленные интенсивные газопроявления, которые говорят, кроме того, о сверхгидростатическом характере внутривисочных давлений в «плотных» коллекторах, а также результаты опробования, при которых без проведения специальных методов интенсификации получены небольшие притоки углеводородного газа, составившие 1 — 10 тыс. м³/сут, иногда и больше. Газопроявления и небольшие притоки газа отмечены практически во всех скважинах, вскрывших каменноугольный катаген. Э. Ставицкий, П. Го-

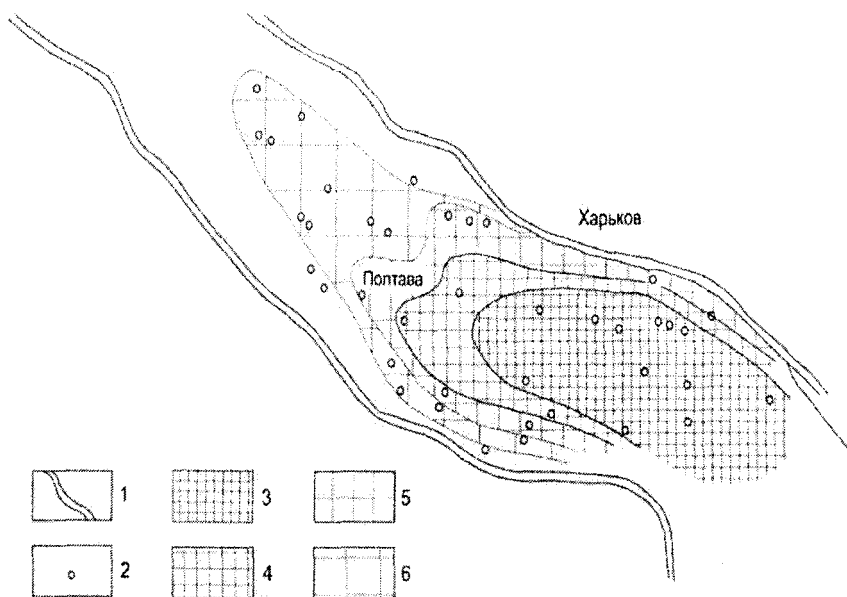


Рис. 11.1. Стратиграфическое положение кровли глубинной зоны комбинированного нетрадиционного газонакопления:

- 1 — краевые нарушения Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена;
 2 — пункты, в которых установлено развитие СГПА; стратиграфическое положение глубинной зоны комбинированного нетрадиционного газонакопления: 3 — C_2m ; 4 — C_2b ; 5 — C_{1SI} ; 6 — $C_{1v1\text{ верх}} - C_{1v2\text{ низ}}$

луб, Н. Тхоровская полагают, что выделенный нами «катагенетический» флюидоупор адсорбирует метан, который поступил из более глубоких зон при различных динамических колебаниях и стрессах [126].

Кровля этого газонасыщенного массива плотных пород вскрывается на глубинах от 2–2,5 км на открытых палеозойских поднятиях северо-западных окраин Донбасса до 4,5–5,0 км в районе Сребненской депрессии. При залегании на глубинах до 4,5–5,0 км эта газонасыщенная толща может представлять коммерческий интерес для освоения нетрадиционного газа с применением современных технологий его добычи, таких как горизонтальное бурение, многоступенчатые гидроразрывы и др.

Задачей поисково-разведочных работ должно быть выявление площадей и участков с повышенной газонасыщенностью этого породного массива («sweet spots»), лишенных значительных скоплений активных подземных вод и залегающих на минимально возможных глубинах.

В нижней части зоны глубинного катагенеза (градации $МК_5 - АК_1$) и особенно в зоне метагенеза (градации $АК_2 - АК_4$) наблюдается дальнейшая деградация пустотного пространства всех типов пород. Пористость аргиллитов, переходящих в глинистые сланцы, и сливных песчаников с регенерационным кварцевым цементом снижается до 1–3 % и меньше. Трещиноватость и вторичная пористость развиты неравномерно и лишь в небольшой степени компенсируют общую редукцию пустотного пространства пород и дефлюидизацию разреза.

В породах, преобразованных на градациях $МК_5 - АК_1$, на ряде площадей крайнего юго-востока ДДВ и северо-западных окраин Донбасса в нижнем карбоне были зафиксированы проявления водорастворенных и свободных газов метаново-углекислого и азотно-метаново-углекислого состава (Северо-Волвенковская, Камышевахская, Ново-Мечбиловская площади). О составе газов, циркулирующих в трещинных системах зоны метагенеза, позволяют судить данные о составе газовой-жидких включений в гидротермальных минералах Нагольного кряжа, Никитовского рудного поля и других районов Донбасса, газы которых, по данным разных авторов, имеют углекислый и азотно-углекислый состав с примесью водорода (до 12–20 %) и метана (обычно до 5–10 %) [90].

Небольшие трещинно-жильные скопления таких газов сложной пространственной конфигурации вряд ли могут представлять промышленный интерес. Таким образом, низы зоны мезокатагенеза и особенно зона апокатагенеза представляют собой сумеречную зону как для традиционного, так и нетрадиционного газонакопления.

Развиваемые представления позволяют по-новому взглянуть на перспективы промышленной газоносности некоторых структур, участков и районов. Остановимся на некоторых моментах.

Следует отметить, что успехи в освоении сланцевого газа можно рассматривать как серьезное практическое подтверждение справедливости концепции органического происхождения большей части газа и нефти. Действительно, толщи, из которых добы-

вают сланцевый газ, по существу являются газогенерирующими толщами, в которых газ залегаёт на месте образования — «in situ».

Для залежей нетрадиционного газа в плотных слабопроницаемых породах теряют смысл некоторые основополагающие положения традиционной геологии нефти и газа. Например, такие как нешрменная необходимость наличия покрывки и ловушки в традиционном понимании. Глинистые породы, содержащие сланцевый газ, сами по себе одновременно являются и газогенерирующей толщей, и коллектором, и покрывкой, и ловушкой. Поэтому они могут представлять промышленный интерес и за пределами антиклинальных ловушек. Это относится и к песчано-алевроитовым породам. В этом отношении перспективными на нетрадиционный газ являются участки моноклинального залегания пород, занимающие большие площади.

В частности, следует обратить внимание на обширную моноклинал, отделяющую южную прибортовую часть ДДВ от ее приосевой части (Лозовская моноклинал). Здесь породы среднего и особенно нижнего карбона, измененные в зоне глубинного катагенеза (градация МК₃), могут содержать комбинированный нетрадиционный газ. Вскрываются они на глубинах 3,5–5,0 км, доступных для освоения.

Хотя структурный контроль не имеет для накопления нетрадиционного газа решающего значения, однако крупные высокоамплитудные брахиантиклинальные поднятия представляют интерес, поскольку в их пределах перспективные комплексы вскрываются на глубинах на 1,0–1,5 км меньших, чем в прилегающих прогибах. Это имеет значение для освоения перспективных глубоких комплексов на разрабатываемых месторождениях.

Осложняющим моментом в пределах антиклинальных поднятий может быть наложенный эпигенез, при этом его последствия могут иметь как позитивный характер — образование вторичной пористости и развития трещиноватости, так и негативный — весьма интенсивная цементация пустотного пространства пород.

В юго-восточной приосевой зоне ДДВ основным перспективным комплексом на нетрадиционный газ является среднекаменноугольный. На крупнейшем в регионе Шебелинском газоконденсатном месторождении он вскрывается на глубинах 3,5–5,0 км и представлен массивом плотных, практически безводных пород с пористостью 3–7 %, насыщенных углеводородным газом, о чем свидетельствуют многочисленные газопроявления при бурении

и слабые притоки газа при освоении. Учитывая большие размеры складки, здесь можно ожидать значительные запасы нетрадиционного газа [153] (рис. 11.2). На БалаклеЙско-Савинцевской структуре перспективной на нетрадиционный газ московский ярус вскрывается на глубинах 3,4—4,2 км. На Спиваковском месторождении перспективным на нетрадиционный газ является средний карбон, который залегает на глубинах 3—4 км.

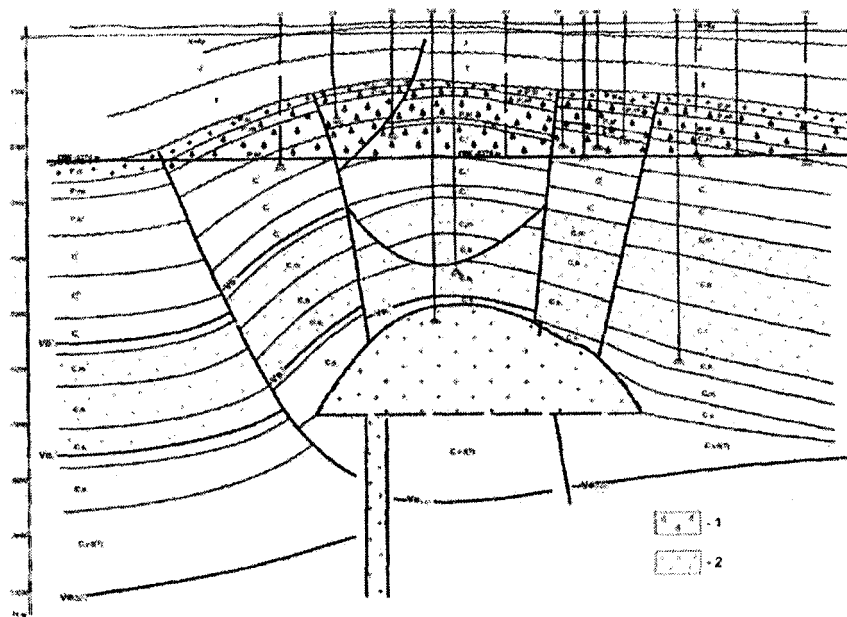


Рис. 11.2. Прогнозируемые залежи нетрадиционного газа на Шебелинском газоконденсатном месторождении:

- 1 — выявленные традиционные залежи газа;
2 — прогнозируемые залежи нетрадиционного газа

Заслуживает внимания крупная брихантиклинальная структура в Бахмутской котловине — Славянское поднятие. Поиски традиционных залежей здесь не увенчались успехом, однако в уплотненных породах среднего карбона на глубине 2,5—3,0 км отмечались газопроявления и получены небольшие притоки углеводородного газа. Славянское поднятие является крупной структурой и здесь можно рассчитывать на выявление значительных

запасов нетрадиционного газа. В краевых частях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин залежи нетрадиционного газа в плотных породах среднего и нижнего карбона могут быть выявлены в условиях моноклинального залегания пластов.

Перспективной структурой на нетрадиционный газ считается крупное Ново-Мечебиловское поднятие, где компанией «Shell» бурится одна скважина. Однако необходимо обратить внимание на то, что пробуренные ранее скважины 1 и 2 показали, что в перспективных комплексах нижнего карбона в своде структуры развита протяженная трещинно-жильная водоносная система, что создает угрозу прорыву рассолов в скважины при проведении гидроразрывов пласта. Кроме того, водорастворенный газ содержит здесь высокие концентрации азота и углекислоты. Эти обстоятельства, на наш взгляд, снижают перспективы Ново-Мечебиловского поднятия.

В северной и южной прибортовых зонах ДДВ глубинная зона нетрадиционного комбинированного газонакопления связана в основном с алевроглинистой толщей нижнесерпуховского подъяруса. Так, на структурах Котелевско-Березовского вала эта толща разделяет верхнесерпуховский и верхневизейский этажи традиционной газоносности и залегает на глубинах 4,5–5,2 км, доступных для освоения нетрадиционного газа, и имеет толщину 400–500 м (рис. 11.3).

Алевро-глинистая толща нижнесерпуховского подъяруса представляет интерес для поисков нетрадиционного газа в пределах Абазовского и Семеновского месторождений, где она подстилает верхнесерпуховский комплекс с традиционной газоносностью и вскрывается на глубинах 4,5–5,0 км.

В южной прибортовой зоне в связи с крутым погружением пород в северном направлении происходит довольно быстрое перемещение кровли зоны глубинного нетрадиционного газонакопления из нижневизейско-турнейского в нижнесерпуховский комплекс и далее в средний карбон (рис. 6.3).

В центральной части приосевой зоны ДДВ перспективы нетрадиционной газоносности связаны в основном со средним визе (XIIa микрофаунистический горизонт) и нижним визе (XIII микрофаунистической горизонт), представленными черносланцевыми формациями. А. Е. Лукин считает, что черносланцевая формация XIIa микрофаунистического горизонта в Сребненской депрессии представляет «возможное гигантское месторождение сланцевого

газа, включающее также ряд традиционных газоконденсатных, а также нефтяных залежей» [95, стр. 30]. Он полагает, что это месторождение имеет сходство с месторождением сланцевого газа Хейнесвилл в США, которое несмотря на большие глубины (до 4,5 км) успешно осваивается сравнительно небольшим количеством скважин. По оценке А. Е. Лукина, только во внутренней части Сребненской депрессии толща содержит около 500 млн т жидких и около 1,5 трлн м³ газообразных углеводородов [95].

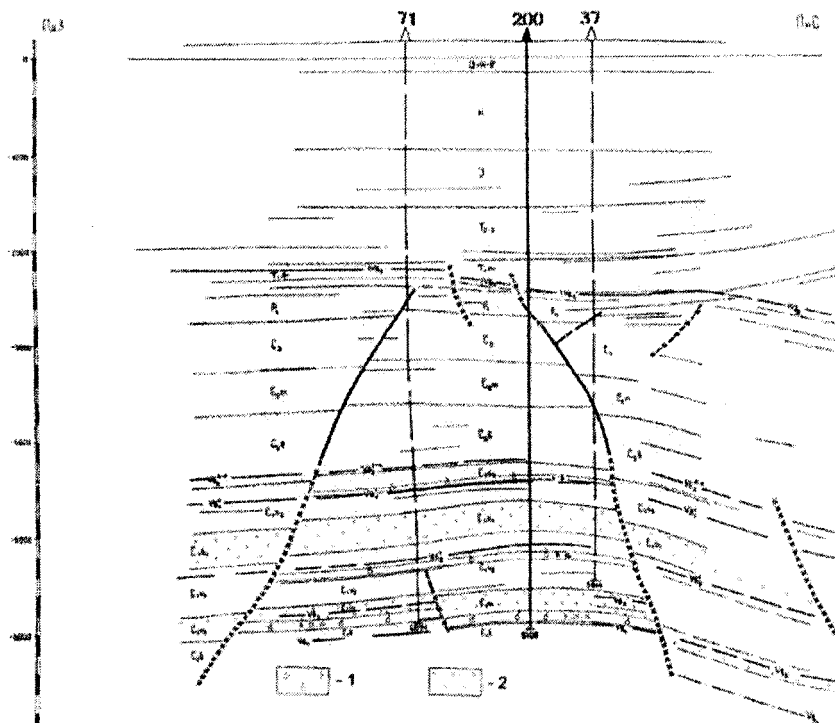


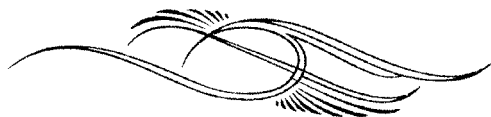
Рис. 11.3. Прогнозируемые залежи нетрадиционного газа на Березовском газоконденсатном месторождении:

- 1 — выявленные традиционные залежи газа;
- 2 — прогнозируемые залежи нетрадиционного газа

По нашему мнению, представляет интерес также Солоховско-Диканьский вал, где этот комплекс вскрывается на глубинах 4,0–5,0 км, и при его разбуривании отмечались интенсивные газопрооявления.

Необходимо подчеркнуть, что освоение зоны глубинного нетрадиционного газонакопления наиболее безопасно с экологической точки зрения, поскольку речь идет о горизонтах на глубинах 3–5 км, выше которых на глубинах 2–3 км в разрезе имеются многочисленные буферные рассолоносные и выработанные газоносные горизонты, которые могут принять рабочие жидкости в случае неожиданного их прорыва вверх по разрезу при проведении гидроразрывов и других работ. Освоение зоны глубинного нетрадиционного газонакопления может дать второе дыхание газовой промышленности Украины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ



Разнообразный литолого-фациальный и формационный состав пород, образующих осадочный чехол ДДВ, широкий диапазон их постседиментационных преобразований представляют весьма интересные возможности для исследования гидрогеологической зональности, генезиса и формирования состава подземных вод и их связи с процессами нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Гидрогеологическая зональность в разрезе ДДВ, как и других глубоких впадин (артезианских бассейнов), обусловлена не просто замедлением с глубиной темпов водообмена, как все еще полагают некоторые гидрогеологи, а коренным качественным изменением характера водоносности, генезиса подземных вод, природы и масштабов тепломассопереноса. Эти изменения отражают прежде всего особенности постседиментационных преобразований осадочных толщ с глубиной, что определяет теснейшую связь гидрогеологической зональности с зональностью катагенетической, термобарической, другими видами зональности, в том числе зональности нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Первый качественный скачок отображает переход от верхнего гидрогеологического этажа к верхней зоне нижнего гидрогеологического этажа и от зоны гипергенеза к зоне начального катагенеза. Он связан с затуханием инфильтрационной (артези-

анской) циркуляции, сменой окислительной геохимической обстановки на восстановительную и развитием седиментогенных вод различного состава в условиях гидродинамического режима, близкого к застоному.

Второй качественный скачок отражает переход от верхней зоны нижнего этажа к его нижней зоне и от зоны начального катагенеза к зоне глубинного катагенеза. Он связан с интенсивным уплотнением пород, потерей многими разностями коллекторских свойств, сменой преимущественно пластового характера водоносности остаточно-очаговым и трещинно-жильным типом водоносности, общим резким возрастанием степени закрытости флюидоносных систем и развитием сверхгидростатических пластовых давлений в замкнутых системах.

Кровля данной зоны в условиях ДДВ совпадает с распространением наиболее мощных и выдержанных преимущественно глинистых толщ и имеет скользящее стратиграфическое положение на глубинах от 3,5 до 5,5 км. Подземные воды — седиментогенные с различной долей примеси катагенных дегидратационных маломинерализованных вод. В зонах разрывных тектонических нарушений периодически возникают и действуют инъекционные гидродинамические системы различной степени глубинности, в которых осуществляется тепломассоперенос с различных уровней зон катагенеза и метакатагенеза, а также из пород кристаллического фундамента и подкорковых зон.

В пределах нижнего гидрогеологического этажа в ДДВ развиты седиментогенные рассолы, которые являются производными древних бассейнов седиментации различной степени солености: нормальных морских и слабоосолоненных бассейнов, бассейнов доломитовой, гипсовой, галитовой стадий испарительного концентрирования, а в Припятском прогибе также калийно-магниевой стадии и эвтонии. Седиментогенные рассолы, первоначально недонасыщенные хлористым натрием (производные морских бассейнов, бассейнов доломитовой и раннегипсовой стадий), после захоронения в различной степени подверглись вторичному осолонению за счет длительного диффузионно-конвективного поступления хлористого натрия из соленосных толщ и соляных куполов.

В нижней зоне нижнего гидрогеологического этажа древние седиментогенные рассолы в различной степени разбавлены древними дегидратационными водами, которые, в свою очередь,

на контактах с солевыми массами подвергаются интенсивному вторичному (третичному) осолонению. Все это определяет сложную картину распределения вод различной степени минерализации в данной зоне, обуславливая сложную гидрохимическую зональность с проявлениями как гидрохимической инверсии, так и нормальных гидрохимических разрезов.

Большинство компонентов состава седиментогенных вод либо унаследуются от вод бассейнов седиментации (хлор, бром и др.), либо поступает в воду и выводится из нее в процессе взаимодействия с породами различного состава (кальций, магний и др.). Дегидратационные воды обогащают их выносимыми из глинистых пород такими микрокомпонентами, как бор, редкие щелочи. Только содержание йода и аммония в водах в какой-то степени отражает протекание процессов нефтегазообразования, а содержание сульфатов связано с окислением углеводов. Однако и эти компоненты являются лишь косвенными показателями нефтегазоносности, поскольку йод накапливается при разложении остатков специфических организмов, аммоний образуется при разложении белковых веществ или в результате гидрогенизации азота, а участие сульфатов в окислении углеводов лимитируется деятельностью микроорганизмов.

Только растворенные углеводородные газы — метан, его гомологи и растворенное органическое вещество (нафтеновые кислоты, бензол и др.) — являются прямыми показателями процессов нефтегазообразования, и их распределение в водах отражает основные закономерности нефте- и газонакопления.

Установлена тесная генетическая связь размещения газовых и газоконденсатных залежей с развитием зоны растворенных углеводородных газов. По количеству большинство залежей располагается в нижнем и среднем карбоне в пределах зоны углеводородных растворенных газов высокой степени газонасыщенности. В этом случае прослеживается концентрирование углеводородных газов из окружающих высокогазонасыщенных вод в залежи. В подсолевом нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе газоконденсатные залежи, в том числе самые крупные залежи региона (Шебелинское, Западно-Крестишенское, Ефремовское и другие месторождения), образовались на фоне азотных водорастворенных газов в результате вертикальной миграции углеводородов из расположенной глубже зоны углеводородных растворенных газов в низах верхнего, среднем и нижнем

карбоне. В этом случае вокруг залежей прослеживаются ореолы рассеяния углеводородных компонентов в окружающие недонасыщенные газом воды. Миграция углеводородных газов происходила в основном в виде струйной миграции свободного газа, выделяющегося из пересыщенных вод, а также в водорастворенном состоянии при перемещении воды из погруженных частей разреза к периферии впадин и в целом бассейна.

В свою очередь, зона углеводородных растворенных газов обнаруживает генетическую связь с распространением формаций, обогащенных захороненным органическим веществом, которые являются основными генераторами углеводородов. В центральной части приосевой зоны, в прибортовых и бортовых зонах это в основном нижнекаменноугольные формации: серпуховско-верхневизейская угленосная формация, черносланцевые формации нижнего карбона. В приосевой зоне на юго-востоке зона углеводородных газов связана в основном с угленосной формацией среднего — низов верхнего карбона.

Компоненты несомненно глубинного происхождения — гелий, радиогенный аргон, поступающие в осадочную толщу из кристаллического фундамента и подкоровых зон, — формируют линейно вытянутые аномалии, связанные с зонами глубинных тектонических нарушений. По отношению к углеводородным растворенным газам и газовым залежам эти аномалии имеют явно наложенный характер. Показательно, что крупнейшие газоконденсатные залежи юго-востока региона, удаленные от краевых глубинных нарушений, отличаются очень низкой концентрацией в газах гелия и радиогенного аргона, которая может быть объяснена генерацией относительно небольших количеств этих компонентов в осадочной толще. Отсутствие здесь упомянутых аномалий подчеркивает связь генерации основных объемов углеводородных газов с осадочной толщей.

Выполненный анализ позволил установить некоторые закономерности традиционного и прогнозируемого нетрадиционного газонакопления в различных гидрогеологических и катагенетических зонах.

подавляющее большинство традиционных залежей как по количеству, так и по запасам газа (и нефти) расположено в пределах верхней зоны нижнего гидрогеологического этажа. К этой зоне приурочены и все крупные залежи региона. Дальнейшие перспективы открытия новых залежей связаны главным образом

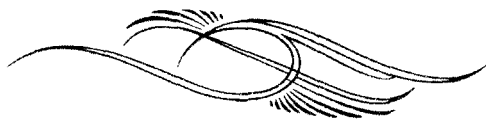
с неантиклинальными ловушками различных типов в условиях моноклинального залегания пород.

Нетрадиционный газ в данной зоне может быть представлен сланцевым газом в черносланцевых формациях нижнего карбона. Перспективными являются южная прибортовая зона и погруженная часть северного борта в юго-восточном секторе.

В пределах верхней зоны нижнего этажа распространен особый тип нетрадиционного газа, впервые описанный нами совместно с С. В. Кривулей. Это газ плотных пород в пределах крупных массивно-пластовых залежей нижней перми — верхнего карбона. На поздних стадиях разработки этих залежей в условиях газового режима при значительном снижении текущих пластовых давлений отмечается спонтанная добыча такого газа совместно с традиционным газом. Увеличение добычи этого вида газа следует связывать с применением новейших технологий вскрытия плотных пород.

В нижней зоне нижнего гидрогеологического этажа (зоне глубинного катагенеза) выявлено сравнительно небольшое количество залежей газа с незначительными запасами, приуроченных к остаточно-очаговому резервуарам в песчаных коллекторах (монимиктовые кварцевые песчаники русловых и баровых фаций) и карбонатно-рифогенных массивах. Залежи характеризуются СГПА. Дальнейшие перспективы могут быть связаны с целенаправленными поисками геофизическими методами крупных остаточно-очаговых резервуаров в нижнем карбоне и в подсолевом девоне в прибортовых зонах, где он залегает на доступных глубинах.

В нижней зоне нижнего гидрогеологического этажа прогнозируется развитие глубинной зоны комбинированного нетрадиционного газонакопления на глубинах от 3,5 до 5,5 км в плотных практически безводных породах среднего и нижнего карбона. Нетрадиционный газ представлен центральнобассейновым газом в уплотненных песчаниках и сланцевым газом в глинистых толщах, обогащенных органическим веществом. Внутри этих пород вкраплены отдельные традиционные залежи газа в остаточно-очаговых резервуарах. С освоением нетрадиционного газа данной зоны с помощью новейших технологий связаны реальные перспективы увеличения добычи природного газа в ДДВ.



СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Александров Б. Л. Аномально высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах / Б. Л. Александров. — М. : Недра, 1987. — 216 с.

2. Амурский Г. И. Газообразование и основные закономерности распределения газа в недрах / Г. И. Амурский, Х. Ф. Джамалова, В. И. Ермаков и др. // Основные условия генерации и аккумуляции нефти и газа: сб. науч. тр. АН СССР — М. : Наука, 1978. — С. 110 — 122.

3. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / под ред. Ю. А. Арсирия, В. А. Витенко, А. К. Ципко и др. — К. : Мингео УССР, 1984. — 195 с.

4. Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы / А. Е. Бабинец. — К. : Изд-во АН УССР, 1961. — 480 с.

5. Баранова Т. А. О природе пористости глубокозалегающих нижнекаменноугольных коллекторов (на примере Котелевско-Березовской структурно-тектонической зоны ДДВ) / Т. А. Баранова // Нефтяная и газовая промышленность. — 1989. — № 1. — С. 17 — 19.

6. Бартащук А. В. Перспективы открытия и освоения месторождений типа tight gas на востоке Украины / А. В. Бартащук, С. В. Кривуля, А. В. Лизанец // Geopetrol-2012. Prace Naukove Ing. nr. 182. Institut Nafty I gasu. — Krakov, 2012. — С. 381 — 385.

7. Валуколис Г. Ю. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов / Г. Ю. Валуколис, А. Е. Ходьков. — Л. : Изд-во ЛГУ, 1973. — 304 с.

8. Валуко́нис Г. Ю. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых / Г. Ю. Валуко́нис. — Л. : Недра, 1978. — 296 с.

9. Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки / М. Г. Валяшко // Химия земной коры: сб. науч. тр. АН СССР — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — Т. 1. — С. 257—277.

10. Варава К. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна / К. Н. Варава, И. Ф. Вовк, Г. Н. Негода. — К. : Наукова думка, 1977. — 160 с.

11. Вассоевич Н. Б. Принципиальная схема вертикальной зональности и генерации углеводородных газов и нефти / Н. Б. Вассоевич // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1974. — № 5. — С. 123—135.

12. Вернадский В. И. История природных вод / В. И. Вернадский. — М. : Изд-во АН СССР, 1960. — Т. IV., кн. 2. — 651 с.

13. Ветштейн В. Е. К вопросу происхождения подземных вод осадочной толщи Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции по данным изотопного анализа кислорода и водорода / [В. Е. Ветштейн, Л. К. Гуцало, Г. А. Малюк и др.] // Геохимия. — 1973. — № 3. — С. 327—338.

14. Вовк И. Ф. Радиолит подземных вод и его геохимическая роль / И. Ф. Вовк. — М. : Недра, 1979. — 231 с.

15. Воробьев Б. С. О новом типе нефтяных и газовых залежей и некоторых вопросах их классификации / Б. С. Воробьев // Геология нефти и газа. — 1962. — № 10. — С. 4—8.

16. Вороной Е. Е. К проблеме происхождения и динамики подземных вод Днепровско-Донецкого артезианского бассейна / Е. Е. Вороной // Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1965. — Вып. 17. — С. 17—24.

17. Височанський І. Геологічні передумови формування несклепінних пасток вуглеводнів на північному борту ДДЗ і північній околиці Донбасу / І. Височанський, М. Верповський, Є. Волосник та ін. // Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкт істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні: матеріали міжнародної наукової конференції, НАК «Нафтогаз України». — Х., 2006. — С. 15—16.

18. Височанський І. В. Нафтогазогеологічне районування північного борту ДДЗ — основа для реалізації подальших напрямків ГРП / І. В. Височанський, Є. Є. Волосник // Питання розвитку газової промисловості України: зб. наук. праць. — Х. : УкрНДІгаз, 2011. — Вип. XXXIX. — С. 17—26.

19. Височанський І. В. Геологічні фактори формування несклещених пасток в особливих зонах нафтогазонакопичення Дніпровсько-Донецького авлакогену / І. В. Височанський // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2013. — № 1084. — С. 45—65.

20. Гавриленко Е. С. О глубинном формировании подземных вод нефтегазоносных структур ДДВ / Е. С. Гавриленко // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969. — Вып. 19. — С. 69—74.

21. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии / Э. М. Галимов. — М.: Недра, 1973. — 384 с.

22. Герлинг Э. К. Изотопы аргона и гелия в природных углеводородных газах / [Э. К. Герлинг, И. Н. Толстихин, Ю. А. Шуколюков, З. Н. Несмелова, И. Я. Азбель] // Геохимия. — 1967. — № 5. — С. 608—618.

23. Глушко В. В. Глибинна гідрогеологічна аномалія у Дніпровсько-Донецькій западині / [В. В. Глушко, О. Ю. Лукін, В. О. Кривошея, І. В. Санаров] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. Геол., хім. та біол. науки. — 1988. — № 6. — С. 10—14.

24. Гордиенко В. В. Современная активизация и изотопы гелия территории Украины / В. В. Гордиенко, В. Н. Тарасов. — К.: Знание, 2001. — 101 с.

25. Гурский Д. С. Сланцевый газ и проблемы энергообеспечения Украины / [Д. С. Гурский, В. А. Михайлов, П. М. Чепиль, В. Н. Гулий, В. В. Гладун] // Мінеральні ресурси України. — 2010. — № 3. — С. 3—8.

26. Гусейнов А. А. Методика прогнозирования и поисков литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек нефти и газа / [А. А. Гусейнов, Б. М. Гайман, Н. С. Шик, Г. В. Сурцуков]. — М.: Недра, 1988. — 270 с.

27. Гуревич А. Е. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии / А. Е. Гуревич, Л. Н. Капченко, Н. М. Крутлик. — Л.: Недра, 1972. — 271 с.

28. Гуцало Л. К. Нефтегазопроисловое значение сульфатов в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины / Л. К. Гуцало, В. А. Кривошея // Советская геология. — 1966. — № 12. — С. 30—35.

29. Гуцало Л. К. Применение статистического анализа выявления гидрогеохимических показателей нефтегазоносности локальных структур / Л. К. Гуцало // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1979. — № 2. — С. 42—47.

30. Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли / В. Ф. Дерпгольц // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1962. — № 11. — С. 18—31.

31. Джамалова Х. Ф. Геохимический портрет Шебелинского газоконденсатного месторождения / Х. Ф. Джамалова, А. С. Тердовидов // Питание розвитку газової промисловості України: зб. наук. праць. — Х. : УкрНДІгаз, 2000. — Вип. XXVIII. — С. 38—43.

32. Доленко Г. Н. Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / [Г. Н. Доленко, С. А. Варичев, И. В. Высочанский и др.]. — К. : Наукова думка, 1981. — 226 с.

33. Дюнин В. И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов / В. И. Дюнин. — М. : Научный мир, 2000. — 472 с.

34. Євдошук М. І. Науково-тематичні дослідження генераційного потенціалу — основа для пошуку альтернативних джерел вуглеводнів / М. І. Євдошук, Е. А. Ставицький, Я. С. Шморг // Мінеральні ресурси України. — 2012. — № 2. — С. 11—12.

35. Ежов Ю. А. Закономерности распространения химической инверсии в подземной гидросфере / Ю. А. Ежов // Советская геология. — 1981. — № 1. — С. 106—112.

36. Еременко Н. А. Геология нефти и газа на рубеже веков / Н. А. Еременко, Г. В. Чилингар. — М. : Наука, 1996. — 176 с.

37. Зайцев И. К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных / И. К. Зайцев // Советская геология. — 1968. — № 1. — С. 57—67.

38. Зайцев И. К. Некоторые проблемы гидродинамики артезианских бассейнов / И. К. Зайцев, В. М. Тарасов // Советская геология. — 1972. — № 11. — С. 63—73.

39. Зарицкий А. П. Взаимосвязь вертикальной гидрогеологической зональности Днепровско-Донецкой впадины с зональностями основных элементов осадочного чехла / [А. П. Зарицкий, И. И. Зиненко, А. С. Тердовидов, А. В. Лизанец] // Геологический журнал. — 2005. — № 3. — С. 83—89.

40. Зарицкий П. В. Месторождения углеводородов Харьковской области — источник промышленного получения гелия для нужд науки и производства Украины / [П. В. Зарицкий, И. И. Залюбовский, А. А. Лагутин, М. А. Оболенский] // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія—географія—екологія». — 2002. — № 563. — С. 6—11.

41. Зарубін Ю. Результати дослідно-промислової експлуатації Рудівсько-Червонозаводського нафтогазоконденсатного родовища в зв'язку з особливостями газоносності значних глибин Дніпровсько-Донецької западини / [Ю. Зарубін, М. Мачужак, В. Кривошея, А. Бондар] // Геолог України. — 2003. — № 1. — С. 47—49.

42. Застежко Ю. С. Гидрогеологическая и гидрогеохимическая характеристика Шебелинского газового месторождения / Ю. С. За-

стежко, А. С. Тердовидов, В. А. Терещенко // Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР: сб. науч. трудов. — К. : Ин-т технической информации, 1963. — С. 68—81.

43. Застежко Ю. С. Подземные воды и газы каменноугольных отложений южного склона Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Застежко, А. С. Тердовидов, В. А. Терещенко // Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР : сб. науч. трудов. — К. : Ин-т технической информации, 1963. — С. 81—96.

44. Застежко Ю. С. Гидрогеологические особенности нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений Шебелинского газового месторождения и сопредельных площадей / Ю. С. Застежко, В. А. Терещенко // Вопросы развития газопромышленности УССР. Кн. 2. Геология. — М. : Недра, 1964. — С. 161—174.

45. Застежко Ю. С. Новые данные о геотермических условиях Днепровско-Донецкой впадины / Ю. С. Застежко, В. А. Терещенко, А. И. Лурье // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1965. — № 11. — С. 15—21.

46. Зингер А. С. Генезис глубокозалегающих опресненных вод востока Русской платформы / А. С. Зингер. — М. : Недра, 1978. — 55 с.

47. Зиненко И. И. Основные положения концепции генезиса и методики прогнозирования аномально высоких пластовых давлений в системе тепломассопереноса / И. И. Зиненко, А. П. Зарицкий // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2011. — № 956. — С. 20—31.

48. Зорькин Л. М. Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов / Л. М. Зорькин, И. С. Старобинец, Е. В. Стадник. — М. : Недра, 1984. — 204 с.

49. Зорькин Л. М. Изотопный состав углерода метана рассеянных газов / А. М. Зорькин, С. Л. Зубайраев, Т. А. Крылова // Геология нефти и газа. — 1986. — № 4. — С. 48—49.

50. Зорькин Л. М. Использование изотопного состава углерода метана при геохимических поисках залежей нефти и газа / Л. М. Зорькин, Т. А. Крылова // Изотопные и битуминологические методы при поисках нефти и газа. — М. : ВНИИ Геоинформсистем, 1988. — С. 3—15.

51. Игнатович Н. К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей / Н. К. Игнатович // Доклады АН СССР. — 1945. — Т. 46, № 5. — С. 215—218.

52. Іванюта М. М. Атлас родовищ нафти і газу України / [М. М. Іванюта, В. Ф. Федішин, Б. І. Дейнека та ін.] // УНГА. — Львів, 1998. — Т. 1. — 494 с.

53. Кабышев Б. П. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность / [Б. П. Кабышев, П. Ф. Шпак, О. Д. Билык и др.]. — К. : Наукова думка, 1989. — 204 с.

54. Кабышев Б. П. Нефтегазогенерационные свойства пород палеозоя ДДВ по данным пиролиза на установке «РОК-ЭВАЛ» / [Б. П. Кабышев, В. Т. Кривошеев, Ю. Б. Кабышев и др.] // Доповіді НАНУ. — 1999. — № 12. — С. 112—117.

55. Кабышев Б. П. Перспективність ДДЗ на нетрадиційний газ центральнобасейнового типу / [Б. П. Кабышев, Б. Е. Лоу, Т. М. Пригаріна, Ю. Б. Кабышев] // Нафтова і газова промисловість. — 2000. — № 2. — С. 8—11.

56. Кабышев Ю. Современное состояние исследований газа центральнобасейнового типа в Днепровско-Донецкой впадине / [Ю. Кабышев, С. Вакарчук, В. Стрыжак и др.] // Геолог Украины. — 2011. — № 2. — С. 120—125.

57. Капченко Л. Н. Гидрогеологические основы теории нефтегазо-накопления / Л. Н. Капченко. — Л. : Недра, 1983. — 263 с.

58. Карпова Г. В. Эволюция глинистых минералов в терригенных толщах / Г. В. Карпова. — М. : Недра, 1972. — 169 с.

59. Карцев А. А. Гидрогеологические условия проявления сверх-гидростатических давлений в нефтегазоносных районах / А. А. Карцев // Геология нефти и газа. — 1980. — № 4. — С. 40—43.

60. Карцев А. А. Нефтегазовая гидрогеология : учеб. для вузов / А. А. Карцев, С. Б. Вагин, В. П. Шугрин. — М. : Недра, 1992. — 208 с.

61. Карцев А. А. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / [А. А. Карцев, Ю. П. Гаттенбергер, Л. М. Зорькин и др.]. — М. : Недра, 1992. — 208 с.

62. Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов / А. Л. Козлов. — М. : Гостоптехиздат, 1950. — 168 с.

63. Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений / В. В. Колодий. — К. : Наукова думка, 1975. — 121 с.

64. Колодий В. В. Гидрогеохимические и геотермобарические условия в глубокопогруженных горизонтах карбона юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины / [В. В. Колодий, Б. И. Нудык, И. В. Высочанский и др.] // Геология нефти и газа. — 1980. — № 8. — С. 41—48.

65. Колодій В. В. Ізотопний склад вуглецю в природному газі гли-боких горизонтів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини / В. В. Колодій, Г. П. Мамчур // Доповіді Академія наук Української РСР. Серія «Б». Геологічні, хімічні та біологічні науки. — 1980. — № 4. — С. 11—13.

66. Колодій В. В. Підземні води нафтегазоносних провінцій і їх роль в міграції і аккумуляції нафти / В. В. Колодій. — К. : Наукова думка, 1983. — 247 с.
67. Колодій В. В. Маломинерализованные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных водоносных бассейнов Украины / [В. В. Колодій, В. М. Щепак, Б. И. Нудык и др.] — К. : Наукова думка, 1991. — 184 с.
68. Колодій В. В. Нафтогазова гідрогеологія: [підручник] / В. В. Колодій, І. В. Колодій, Б. Й. Маєвський. — Івано-Франківськ : Факел, 2009. — 184 с.
69. Кольская сверхглубокая / под ред. Е. А. Козловского. — М. : Недра, 1984. — 490 с.
70. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма / В. И. Кононов. — М. : Наука, 1983. — 214 с.
71. Корценштейн В. Н. Прогноз нефтегазоносности по глубинным исследованиям подземных вод и оценка прогнозных запасов / В. Н. Корценштейн // Доклады АН СССР. — 1964. — Т. 151, № 4. — С. 856—859.
72. Корценштейн В. Н. Растворенные газы подземной гидросферы Земли / В. Н. Корценштейн. — М. : Недра, 1984. — 172 с.
73. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах / С. Р. Крайнов. — М. : Недра, 1973. — 255 с.
74. Крайнов С. Р. Основы геохимии подземных вод / С. Р. Крайнов, В. М. Швец. — М. : Недра, 1980. — 285 с.
75. Крайнов С. Р. Модель формирования инверсионной зональности подземных вод в глубоких горизонтах нефтегазовых структур / С. Р. Крайнов, Б. Н. Рыженко, Ю. С. Павлов // Геохимия. — 2003. — № 5. — С. 529—553.
76. Красинцева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома / В. В. Красинцева. — М. : Наука, 1969. — 196 с.
77. Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода / Г. Крейг // Изотопы в геологии: сб. науч. тр. АН СССР. — 1954. — С. 440—494.
78. Кривошея В. А. Изотопно-геохимическая модель природных углеводородных систем / В. А. Кривошея // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: материалы международной конференции / Российская АН. — М. : ГЕОС, 2002. — С. 382—384.
79. Кривуля С. В. Напрямки геологорозвідувальних робіт по нарощуванню ресурсів, запасів та видобутку газу на родовищах ДК «Укргазвидобування» у центральній та південно-східній частинах ДДЗ / С. В. Кривуля // Питання розвитку газової промисловості України: зб. наук. праць. — Х. : УкрНДІгаз, 2011. — Вип. XXXIX. — С. 3—11.

80. Кривуля С. В. К вопросу изучения особенностей освоения нетрадиционных ресурсов газа в свете современных технологий / С. В. Кривуля, И. М. Фык, Н. И. Камалов // Питание развитию газовой промышленности Украины : сб. науч. праць. — Х. : УкрНДГаз, 2011. — Вип. XXXIX. — С. 235–243.

81. Кривуля С. В. Особливості геологічної будови і наповнення запасів у процесі розробки великих родовищ на прикладі Шебелинського газоконденсатного родовища / С. В. Кривуля, В. О. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2012. — № 1033. — С. 15–31.

82. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод / Б. И. Куделин. — М. : Изд-во Московского ун-та, 1960. — 343 с.

83. Кудельский А. В. Гидрогеология, гидрогеохимия йода / А. В. Кудельский. — Минск : Наука и техника, 1976. — 214 с.

84. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры / Р. И. Кутас. — К. : Наукова думка, 1978. — 147 с.

85. Кучерук Е. В. Аномальные давления, миграция и аккумуляция флюидов / Е. В. Кучерук // Роль аномальных давлений в распределении залежей нефти и газа : сб. науч. трудов. — М. : Наука, 1986. — С. 38–46.

86. Литвин И. И. Аномально высокие пластовые давления в палеозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины / И. И. Литвин, В. А. Терещенко // Научно-технический обзор. Серия: «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений». — М. : ВНИИЭГазпром, 1976. — 56 с.

87. Лондон Э. Е. Принципы оценки перспектив газоносности по составу и упругости газов, растворенных в подземных водах / Э. Е. Лондон, Л. М. Зорькин, В. Г. Васильев // Геология нефти и газа. — 1961. — № 3. — С. 24–27.

88. Лукин А. Е. Перспективы поисков неантиклинальных залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине / А. Е. Лукин // Советская геология. — 1976. — № 8. — С. 14–25.

89. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины / А. Е. Лукин. — М. : Недра, 1977. — 192 с.

90. Лукин А. Е. Литогеохимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах / А. Е. Лукин. — К. : Наукова думка, 1997. — 224 с.

91. Лукин А. Е. Турнейско-нижневизейский рифогенно-карбонатный комплекс Днепровско-Донецкой впадины и общие пробле-

мы формирования раннекаменноугольных нефтегазоносных рифов / А. Е. Лукин, С. Г. Вакарчук // Геол. журнал. — 1999. — № 2. — С. 21—32.

92. Лукин А. Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты / А. Е. Лукин // Геол. журнал. — 2004. — № 4. — С. 53—70.

93. Лукин А. Богатойско-Орельско-Затышмянский мегаатол — крупный ареал нефтегазоаккумуляции на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины / [А. Лукин, В. Бенько, В. Гладун и др.] // Геолог Украины. — 2005. — № 1. — С. 30—42.

94. Лукин А. Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 1. Современное состояние проблемы сланцевого газа (в свете опыта освоения его ресурсов в США) / А. Е. Лукин // Геол. журнал. — 2010. — № 3. — С. 17—33.

95. Лукин А. Е. Перспективы сланцевой газоносности Днепровско-Донецкого авлакогена / А. Е. Лукин // Геол. журнал. — 2011. — № 1. — С. 21—41.

96. Лукин А. Е. О природе и перспективах газоносности низкопроницаемых пород осадочной оболочки Земли / А. Е. Лукин // Доп. НАН України. — 2011. — № 3. — С. 114—123.

97. Лукин А. Е. Ложные покрывки нефтяных и газовых залежей — потенциальный источник природного газа / А. Е. Лукин // Геол. журнал. — 2011. — № 4. — С. 7—16.

98. Лурье А. И. О принципах сосуществования гидродинамических и геотемпературных аномалий в нефтегазоносных провинциях / А. И. Лурье // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2011. — № 956. — С. 38—42.

99. Лялько В. І. Елементи гідрохімічної інверсії підземних вод у Дніпровсько-Донецькій западині та можливий механізм їх формування / В. І. Лялько, В. О. Терещенко // ДАН УРСР. Сер.: «Б». — 1973. — № 11. — С. 981—985.

100. Маевський Б. Нафтогазоносні провінції світу : [підручник] / Б. Маевський, М. Євдощук, О. Лозинський. — К. : Наукова думка, 2002. — 404 с.

101. Маков К. И. Новые данные о химизме глубоких подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтеносностью / К. И. Маков // Труды нефтяной конф. — К., 1938. — С. 40—45.

102. Маков К. И. Подземные воды Украинской ССР / К. И. Маков. — К. : Изд-во АН УССР, 1947. — 410 с.

103. Нестеренко М. Ю. Петрографічні основи обґрунтування флюїдонасиченості порід колекторів / М. Ю. Нестеренко. — К. : УкрДГРІ, 2010. — 224 с.

104. Никаноров А. М. Геохимия и формирование подземных вод и рассолов / А. М. Никаноров, М. Г. Тарасов, Ю. А. Федоров. — Л. : Гидрометеиздат, 1983. — 210 с.

105. Никаноров А. М. Стабильные изотопы в гидрогеологии / А. М. Никаноров, Ю. А. Федоров. — Л. : Гидрометеиздат, 1988. — 108 с.

106. Новосилецкий Р. М. Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины / Р. М. Новосилецкий. — М. : Недра, 1995. — 227 с.

107. Новосилецкий Р. М. Поздний катагенез — зона генерации флюидов с АВПД / Р. М. Новосилецкий // Нефтяная и газовая промышленность. — 1984. — № 4. — С. 17—21.

108. Огняник М. С. Мінеральні води України [підручник] / М. С. Огняник. — К. : Київський університет, 2000. — 220 с.

109. Олексюк В. И. Породы — коллекторы каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины на глубинах более пяти километров / [В. И. Олексюк, А. А. Лагутин, А. В. Лизанец, С. В. Литвин] // Питання розвитку газової промисловості України: зб. наук. праць. — Х. : УкрНДГаз, 1999. — Вип. XXVII. — С. 55—63.

110. Орлов А. А. Анализ влияния тектонического фактора на величины пластовых давлений в залежах углеводородов Украины / А. А. Орлов // Геология нефти и газа. — 1981. — № 2. — С. 48—52.

111. Орлов О. О. Тектоно-геофлюїодинамічна концепція формування термобаричних умов в осадових басейнах і практичне її використання у процесі пошуків, розвідки та видобування нафти і газу / [О. О. Орлов, Е. А. Ставицький, О. А. Проскураков та ін.]. — Івано-Франківськ : Симфонія форте, 2013. — 228 с.

112. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле / А. Н. Павлов. — Л. : Недра, 1977. — 143 с.

113. Палий А. М. Новые идеи поисков углеводородов на малых глубинах на старых площадях нефтегазоносных регионов Украины / А. М. Палий // Питання розвитку газової промисловості України: зб. наук. праць. — Х. : УкрНДГаз, 2002. — Вип. XXX. — С. 14—16.

114. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование / А. А. Розин. — Новосибирск: Наука, 1977. — 102 с.

115. Руденко Ф. А. Гідрогеологія Української РСР / Ф. А. Руденко. — К. : Вища школа, 1972. — 174 с.

116. Савченко В. П. Аргон и гелий как индикаторы условий происхождения нефти и газа и формирования их залежей / В. П. Савченко // Газовая промышленность. — 1958. — № 5. — С. 1—5.

117. Селецкий Ю. Б. Дегидратация: ее возможная роль в формировании изотопного состава подземных вод / Ю. Б. Селецкий, В. А. Поляков // Изотопия природных вод. — М.: Недра, 1981. — С. 30—38.

118. Селецкий Ю. Б. Изотопы водорода и кислорода в выявлении природы гидрохимической инверсии глубоких подземных вод / Ю. Б. Селецкий // Водные ресурсы. — 1983. — № 2. — С. 117—123.

119. Селецкий Ю. Б. Изотопный состав углеводородов, пластовых и конденсационных вод юго-восточной части Днепровско-Донецкого артезианского бассейна / Ю. Б. Селецкий, В. В. Якубовский, Н. В. Исаев // Водные ресурсы. — 1989. — № 2. — С. 169—173.

120. Солдатова К. С. Радиогенный аргон в природных газах Днепровско-Донецкой впадины / К. С. Солдатова, В. А. Кривошея, В. А. Терещенко // Известия АН СССР. Сер.: «Геология». — 1969. — № 7. — С. 10—16.

121. Соллогуб В. Б. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов / В. Б. Соллогуб, М. И. Бородулин, А. В. Чекунов // Геол. журнал. — 1977. — № 37. — Вып. 2. — С. 23—53.

122. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины / В. Б. Соллогуб. — К.: Наукова думка, 1986. — 183 с.

123. Соловьев В. О. Геология и нефтегазоносность Украины: [учебное и справочное пособие] / [В. О. Соловьев, И. И. Борисовец, А. Н. Васильев и др.]. — Х.: Курсор, 2007. — 294 с.

124. Соловьев В. О. История изучения нетрадиционных источников углеводородов / [В. О. Соловьев, С. В. Кривуля, И. М. Фык, Е. П. Варавина] // Питання розвитку газової промисловості України: наук.-виробн. зб. — Х., 2013. — Вип. ХІІ. — С. 247—251.

125. Сорокин А. Г. Плотные низкопроницаемые осадочные породы — резервный источник горючего газа / А. Г. Сорокин // Геология нефти и газа. — 1992. — № 1. — С. 18—23.

126. Ставицький Е. А. Щодо перспектив сланцевого газу в межах східного нафтогазового регіону України / Е. А. Ставицький, П. С. Голуб, Н. В. Тхоровська // Геолог України. — 2010. — № 3. — С. 103—107.

127. Ставицький Е. А. Результати комплексних досліджень та обґрунтування перспективних зон і полігонів для пошуків сланцевого газу / Е. А. Ставицький, П. С. Голуб // Мінеральні ресурси України. — 2011. — № 2. — С. 4—12.

128. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений / В. А. Сулин. — М.—Л.: Гостоптехиздат, 1948. — 479 с.

129. Сучасні проблеми державної політики у сфері видобутку нетрадиційних вуглеводнів в Україні: зб. наук. праць / за ред. Г. А. Рябцева, С. В. Сапегіна. — К.: Психея, 2013. — 240 с.

130. Суярко В. Г. Геохимия подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена / В. Г. Суярко. — Х. : Изд-во ХНУ имени В. Н. Каразина, 2006. — 225 с.

131. Суярко В. Г. Геологічні особливості розробки сланцевого газу в умовах Донецької складчастої споруди / В. Г. Суярко, М. І. Фик, Н. Ю. Барановська // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2013. — № 1049. — С. 68 — 72.

132. Тердовидов А. С. О водах, выносимых эксплуатационными скважинами Шебелинского газового месторождения / А. С. Тердовидов // Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР. Сборник II. Геология. — М. : Недра, 1964. — С. 175 — 180.

133. Терещенко В. А. Распределение растворенных в воде углеводородных газов и закономерности размещения газовых и нефтяных залежей в Днепровско-Донецко-Припятском прогибе / В. А. Терещенко // Развитие газовой промышленности Украинской ССР. Сер.: «Геология». — М. : Недра, 1969. — С. 159 — 168.

134. Терещенко В. А. Газонасыщенность вод продуктивных горизонтов северо-восточной части Припятского прогиба / В. А. Терещенко // Развитие газовой промышленности Украинской ССР. Сер.: «Геология». — М. : Недра, 1969. — С. 168 — 175.

135. Терещенко В. А. Метод количественной оценки масштабов газовыделения / В. А. Терещенко // Геология нефти и газа. — 1973. — № 4. — С. 29 — 34.

136. Терещенко В. А. Содержание аргона в свободном газе — индикатор величины запасов в залежах / [В. А. Терещенко, Х. Ф. Джамалова, П. М. Щербаков, Ю. Л. Хоха] // Газовая промышленность. — 1975. — № 5. — С. 39 — 41.

137. Терещенко В. А. Аномально высокие пластовые давления в отложениях карбона и девона Днепровско-Донецкой впадины / В. А. Терещенко // Геология и разработка газовых и газоконденсатных месторождений УССР: тр. ВНИИЭГазпрома. — М., 1975. — Вып. X. — С. 45 — 51.

138. Терещенко В. А. Направление газообменных потоков в системе «газовая залежь — пластовая вода» / В. А. Терещенко // Известия АН СССР. Серия геологическая. — 1976. — № 3. — С. 126 — 132.

139. Терещенко В. А. Газогидродинамические особенности нижнепермского хемогенного комплекса юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины / В. А. Терещенко, О. Э. Яковлев // Нефтегазовая геология и геофизика. — 1983. — Вып. 6. — С. 3 — 4.

140. Терещенко В. А. Районирование Днепровско-Донецкой впадины по условиям распространения начальных пластовых давле-

ний / В. А. Терещенко // Геология нефти и газа. — 1984. — № 5. — С. 55—59.

141. Терещенко В. А. О механизме циклической эволюции состава океанической воды в фанерозое / В. А. Терещенко // Геохимия. — 1995. — № 1. — С. 132—138.

142. Терещенко В. А. Генезис и формирование рассолов Днепровско-Донецкого артезианского бассейна / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 1998. — № 402. — С. 47—52.

143. Терещенко В. А. Реликтовые пресные подземные воды Днепровско-Донецкого артезианского бассейна как экологически наиболее ценный источник питьевого водоснабжения / В. А. Терещенко, И. К. Решетов // Вісник Харківського національного університету. Серія «Геологія — географія — екологія». — 1999. — № 455. — С. 51—54.

144. Терещенко В. А. Перспективы газонефтеносности северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины по гидрогеологическим данным / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 1999. — № 455. — С. 54—58.

145. Терещенко В. А. Гидродинамическая модель Днепровско-Донецкого артезианского бассейна / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2001. — № 521. — С. 102—105.

146. Терещенко В. А. Литогенетическая теория формирования соленых и рассольных вод на современном этапе / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2002. — № 563. — С. 75—78.

147. Терещенко В. А. Фанерозойская история солёности Мирового океана / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2002. — № 563. — С. 70—74.

148. Терещенко В. А. О возможности поисков литологически ограниченных залежей газа в картамышской свите на расформированных палеоподнятиях юго-востока Днепровско-Донецкой впадины / В. А. Терещенко // Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні: матеріали міжнародної наукової конференції / НАК «Нафтогаз України». — Х., 2006. — С. 46—47.

149. Терещенко В. А. Генезис подземных вод Днепровско-Донецкого артезианского бассейна по данным исследования изотопного

состава молекул воды / В. А. Терещенко, В. А. Кривошея // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2008. – № 804. – С. 74 – 79.

150. Терещенко В. А. Природа аномально високих пластових давлень в Дніпровсько-Донецькій впадині і підходи к їх прогнозуванню / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2010. – № 864. – С. 103 – 112.

151. Терещенко В. А. Водорозчинні гази палеозою Дніпровсько-Донецької впадини / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2010. – № 924. – С. 89 – 98.

152. Терещенко В. А. Сверхгидростатические пластовые давления / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2011. – № 256. – С. 67 – 76

153. Терещенко В. А. Перспективи освоєння нетрадиційного газу на розробляємых месторождения Дніпровсько-Донецької впадини / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2013. – № 1049. – С. 68 – 72.

154. Терещенко В. А. Закономерности традиційного і нетрадиційного газонакоплення в аспекте гідрогеологічної і категорическої зональності (на приєре Дніпровсько-Донецької впадини) / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія – географія – екологія». – 2013. – № 1084. – С. 119 – 125.

155. Ферронский В. И. Природные изотопы гидросферы / [В. И. Ферронский, В. Т. Дубинчук, В. А. Поляков и др.]. – М. : Недра, 1975. – 278 с.

156. Фертль У. К. Аномальные пластовые давления / У. К. Фертль ; пер. с англ. – М. : Недра, 1980. – 398 с.

157. Фесенко Ю. Л. Стан і перспективи розробки Шебелинського газоконденсатного родовища / Ю. Л. Фесенко, Є. О. Волосник, І. М. Фик // Нафтова і газова промисловість. – 2009. – № 5–6. – С. 24 – 28.

158. Хефс Й. Геохимия стабільних ізотопів / Й. Хефс. – М. : Мир, 1983. – 198 с.

159. Ходьков А. Е. Формирование и геологическая роль подземных вод / А. Е. Ходьков, Г. Ю. Валуковис. – Л. : Изд-во ЛГУ, 1968. – 216 с.

160. Чекунов А. В. Глубинное строение и геодинамика нефтегазоносных бассейнов Украины / А. В. Чекунов // Геологический журнал. — 1993. — № 6. — С. 3–15.

161. Чирвинская М. В. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / М. В. Чирвинская, В. Б. Соллогуб. — К. : Наукова думка, 1980. — 176 с.

162. Швай Л. П. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью / Л. П. Швай. — М. : Недра, 1973. — 104 с.

163. Швай Л. П. Распределение йода в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины / Л. П. Швай // Доп. АН УРСР. — 1984. — № 7. — С. 25–28.

164. Шевченко Е. Ф. Генерационный потенциал каменноугольных отложений ДДВ / Е. Ф. Шевченко, Т. А. Сирота // Нефтяная и газовая промышленность. — 1983. — № 1. — С. 22–24.

165. Шестопалов В. М. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины / [В. М. Шестопалов, В. И. Лялько, Н. С. Огняник и др.]. — К. : Наукова думка, 1989. — 288 с.

166. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод / О. В. Шишкина. — М. : Недра, 1972. — 228 с.

167. Шморг Я. С. Літологічна характеристика сланцевих аргілітів Юліївсько-Скворцівської зони у зв'язку з нафтогазоносністю / Я. С. Шморг // Вісник Харківського національного університету. Серія: «Геологія — географія — екологія». — 2013. — № 1049. — С. 80–82.

168. Шпак П. Ф. О нефтегеологическом районировании и перспективах нефтегазоносности территории Украины / П. Ф. Шпак // Геологический журнал. — 1983. — № 4. — С. 1–14.

169. Якуцени В. П. Геология гелия / В. П. Якуцени. — Л. : Недра, 1968. — 232 с.

170. Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters / H. Craig // Science. — 1961. — V. 133, № 3467. — P. 1833–1834.

171. Golden Rules for a Golden Age of Gas: World Energy Outlook Special Report on Unconventional Gas. — Paris: OECD [Electronic resource] // IEA. — 2012. — 150p. Way of access : <http://www.worldenergyoutlook.org/media/weowebiste/2012/goldenrules/WEU2012/golden.Rules.Report.pdf>.

172. Modern Shale gas. Development in the United States: A Primer / Ground Water Protection Council. — 2009. — April — 116 p.

173. Parker C. A. Deep Smackover drilling in Mississippi reveals geopressured oil and gas / C. A. Parker // Oil and Gas Jour. — 1976. — V. 74, № 32. — P. 95–98.

174. Powers T. C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration / T. C. Powers // Bull. Amer. Assoc. Geol. — 1967. -- V. 51, № 7. — P. 1240—1254.

175. Unconventional gas: Topic paper — 29 / Working document of NPC global Oil and gas study. — 2007. — July 18. — 54 p.

176. World Shale Gas Resources: an Initial Assessment of 14 Regions Outside the United States / U. S. Energy Information Administration. — 2011. — April. — 365 p.

177. White D. E. Chemical composition of subsurface waters / D. E. White, I. D. Hem, G. A. Waring // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. — 1963. — № 2. — P. 440—467.

Приложение А

Характерные химические анализы подземных вод.
Первично осолоненные воды (производные морской воды, рапы доломитовой и гипсовой стадий концентрирования)

1	Основные ионы, мг/дм ³ , экв./дм ³ , %экв.				Микроэлементы, мг/дм ³				Характерные коэффициенты							
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Площадь, скважина, интервал, водост	Минерализация, г/дм ³ , плотность, кг/м ³ , pH	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Br	B NH ₄							
								I								
Красно-Поповская, 22 445-481 м, Т	37,8	23750	34,6	61,0	9489	3196	1213	69,3	-	-	-	-	-	-	-	343
	1026	670	0,72	1,00	412	160	99,8	0,21	8,0	-	-	0,62	2,59	1,60	0,1	
Дуренчанская, 676 908-1015 м, С ₁ ±	32,6	19858	559	171	8842	2204	973	64,3	-	-	-	0,69	2,20	1,38	2,08	309
	1190	560	11,6	2,80	384	110	80,0	0,42	-	-	-	-	-	-	-	-
	6,4	48,75	1,01	0,24	33,47	9,57	6,96									
Красно-Поповская, 6 1973-1980 м, С ₁ ±	33,2	19595	218	37,0	9665	2128	376	61,0	4,9	-	-	0,76	4,27	3,41	0,82	393
	1020	552	4,52	0,60	420	106	31,0	С ₁	40	-	-	-	-	-	-	-
	49,54	0,40	0,06	37,71	9,52	2,77										
Луцкая, Г-1008 м 570 м, С ₁	43,5	26980	32,7	91,5	13754	1604	997	107	18,0	-	-	0,79	1,98	0,98	0,14	251
	1090	760	1,09	1,50	598	80,0	82,0	2,52	-	-	-	-	-	-	-	-
	7,7	49,84	0,07	0,09	39,39	5,23	5,38									
Шевч. - Северо- Голубовская, 46 874-890 м, С ₁ [±]	47,4	29726	15,6	91,5	14404	2650	1005	90,6	2,8	-	-	0,74	2,57	1,60	0,04	328
	1033	839	0,33	1,50	626	132	82,6	1,19	39,8	-	-	-	-	-	-	-
	7,1	49,89	0,02	0,09	37,23	7,86	4,91									
Красно-Поповская, 5 1500-1507 м, С ₁ [±]	52,6	31654	45,3	208	18480	1840	410	108	23,3	-	-	0,81	3,64	2,72	0,10	252
	1037	890	0,94	3,40	769	91,8	33,7	8,6	8,0	-	-	-	-	-	-	-
	7,4	49,76	0,05	0,19	42,99	5,13	1,88									

Производные морской воды и продуктов ее раннего испарительного концентрирования

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Давыдовская (Приятье), 10 D ₂ sd-el	356,8 1244 4,7	223586 6305 49,67	2855 35,7 49,67	122 2,54 0,02	209 3,42 0,03	54551 2372 19,34	8720 210 1,66	60000 3060 24,81	7435 611 4,82	2855 53	2855 53	124 849	-	0,38	6,95	5,01	0,04	76	6,6
Осташковская, 1 2835-2907 м, D ₂ sd-el	340,5 1234 6,1	209793 5917 49,60	2379 30,2 49,60	243 0,05 0,11	781 12,8 0,11	59122 2572 21,92	7759 198 1,66	54837 2701 22,64	5485 451 3,78	2379 51	2379 51	-	45,8 13,7 0,9	0,43	6,90	5,98	0,08	88	7,6
Салавдовская, 51 4610-4685 м, D ₂	358,2 1252 5,0	222549 6269 49,72	2476 31,0 49,72	218 4,54 0,03	73,2 1,20 0,01	55220 2401 19,05	4100 105 0,83	70140 3500 27,75	3648 300 2,37	2476 60	2476 60	264 515	87,0 8,4 0,6	0,38	13,0	13,0	0,07	90	13,5
Салавдовская, 60 4794-4805 м, D ₂	349,0 1240 5,0	212148 5976 49,71	1940 24,2 49,71	665 13,8 0,11	446 2,40 0,01	62124 3100 25,78	7400 190 1,57	62124 3100 25,78	2432 200 1,66	1940 30,5	1940 30,5	206 698	192 8,0 0,4	0,42	17,40	15,5	0,23	110	7,8
Дольцовская, 15 3051-3105 м, D ₂ sm-pet	380,6 1,267 4,8	233604 6588 49,57	3860 48,3 49,57	281 5,86 0,36	184 3,02 0,02	44437 1932 14,84	1320 6 338	74305 3704 28,54	6589 542 4,08	3860 25	3860 25	59 543	-	0,35	7,85	6,85	0,09	60	3,3
Сколовинская, 1 2798-2820 м, D ₂ sch	384,1 1,283 5,0	242846 6841 49,51	4742 59,3 49,51	117 2,42 0,43	317 5,20 0,02	32048 1393 10,08	4467 114 0,82	86215 4300 31,14	13376 1100 7,96	4742 34	4742 34	51 446	-	0,22	4,90	3,91	0,04	51	7,1
Вишневская, 7 3236-3254 м, D ₂ sm-pet	397,4 1,290 5,0	251766 7100 49,93	4181 52,3 49,93	56 1,16 0,01	512 8,40 0,06	41107 1787 12,57	1062 0 272	81160 4050 28,49	12160 1000 7,03	4181 285	4181 285	148 598	-	0,29	5,05	4,05	0,02	60	3,9
Шалиновская, 2 4191-4215 м, D ₂ sm-pet	401,0 1,282 5,0	248003 6994 49,49	4489 56,1 49,49	195 4,06 0,03	671 11,0 0,08	25214 1096 7,75	1810 0 469	95238 4750 33,62	9120 750 5,31	4489 12,7	4489 12,7	150 677	43,6 -	0,22	7,24	6,30	0,05	55	1,4
Копатьевская, 4 2963-296575, D ₂ st	409,4 1,315 2,0	263812 7491 49,54	5494 68,7 49,54	65,8 1,36 0,45	He 0,6к	9684 421 2,81	100250 180 1,20	23104 5000 33,33	23104 1900 12,66	5494 21	5494 21	7,4 500	-	0,08	3,59	2,63	0,02	48	1,3
Городковская, 1 2908-2930 м, D ₂ sch	423,3 1,327 5,0	274117 7722 49,46	6271 78,4 49,46	105 2,90 0,03	342 5,50 0,03	6665 290 1,87	4602 118 0,75	118295 5900 37,78	18240 1560 9,60	6271 82	6271 82	129 129	-	0,05	4,92	3,83	0,03	44	1,45
Сороховская, 1 3013-3028 м, D ₂ sch	438,6 1,337 4,0	281003 7916 49,46	6753 84,4 49,46	26,3 0,55 0,53	122 2,00 0,01	7603 330 2,06	4769 122 0,76	118295 5900 36,87	20064 1650 10,31	6753 40	6753 40	15,6 138	15,6 3,8 1,1	0,06	4,57	3,58	0,007	42	1,6

Привязанные автронны

Пронзодные калийно-магnezийной стадии концентрирования

Приводные рапы доломитовой стадии концентрации																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Мелиховская, 30 5762-5768 м. С.п.	328,2 1724 5,5	2021122 5700 49,95	54,3 1,13 0,11	268 3878 34,00	268 77,2 0,67	89201 3020 0,67	31062 2432 13,58	2432 200 1,75	80,4 9,3	21,8 594		0,68	8,72	7,75	0,02	25,14
Липавская, 6 1772-1776 м. С.п.	172,9 1115 5,9	106741 3010 49,95	21,4 0,45 0,01	159 2,60 0,04	51467 2238 37,19	472 12,1 0,20	12071 602 9,99	1906 158 20,67	189 18,7	9,0 68,4		0,75	4,82	3,81	0,02	564
Кремлевская, 60 2386-2400 м. С.п.	160,5 1102 7,0	99288 2800 49,95	49,4 1,03 0,01	171 2,80 0,04	46076 2003 35,79	410 10,5 0,18	12425 620 11,05	2067 170 3,03	161 27,1	- 0,4 Не обн.	1,9	0,71	4,62	3,64	0,04	617
Восточно- Новоселовская, 6 2701-2714 м. С.п.	206,5 1138 5,7	127243 3389 49,98	Не обн. 1,60 0,02	97,6 2743 0,20	62894 14,0 38,30	548 681 0,20	13651 681 9,48	1848 152 2,12	132 23,1	9,5 154	-	0,77	5,52	4,47	0	962
Глиско-Розбавская, 124 3855-3866 м. С.п.	226,8 1152 -	139306 3929 49,97	25,5 0,5 0,01	122 2,0 0,02	68465 2977 37,91	415 10,6 0,13	16094 803 10,21	1669 137 1,71	170 29,0	37 65,7	-	0,76	6,85	5,83	0,02	821
Чичковская, 5 4008-4030 м. С.п.	241,2 1159 4,7	148521 4189 49,97	69,1 1,44 0,02	61,0 3,219 0,01	74038 3219 38,40	482 12,3 0,15	15940 795 9,49	1834 151 1,80	212 26,3	33,3 245	-	0,77	6,34	5,27	0,04	700
Комышинская, 9 5317-5345 м. С.п.	240,7 1154 5,6	148191 4179 49,92	28,0 0,58 0,01	384 6,30 0,07	72874 3168 37,85	72874 868 10,37	17406 1810 1,78	1810 149 1,78	146 13,4	29,6 185	-	0,76	6,78	5,83	0,02	1011
Новоторжская, 18 3212-3225 м. С.п.	224,8 1151	138084 3995 49,92	227 4,73 0,06	97,6 1,60 0,02	70540 3068 39,40	70540 3068 8,75	13659 682 8,75	1754 144 1,85	231 7,4	17,4 135	-	0,79	5,72	4,72	0,12	557
Собинская, 5 3942-4049 м. С.п.	285,4 1180	175512 4949 49,95	885 18,4 5,80	354 5,80 0,06	80174 3486 35,04	540 13,9 0,14	26154 1306 13,13	2044 168 1,69	242 9,7	14,8 123	-	0,70	8,70	7,78	0,37	725
Глиско-Розбавская, 49 3874-3905 м. С.п.	228,5 1155 5,0	140067 3950 49,90	115 2,40 0,03	366 6,00 0,07	75389 3278 41,40	414 10,6 0,14	10026 530 6,70	295 140 1,76	295 6,7	19,2 205	-	0,83	4,71	3,79	0,06	475
Яблунская, 12 3375-3386 м. С.п.	220,2 1158	135301 3816 49,85	484 10,7 0,14	61 1,0 0,01	69227 3010 39,33	69227 3010 8,43	12923 645 2,14	1994 164 2,14	289 6,4	14,8 94	-	0,79	4,91	3,94	0,28	468
Клошиновская, 1 6053-6225 м. С.п.	221,2 1155 5,1	136250 3842 49,82	568 11,8 0,15	122 2,0 0,03	68063 2959 38,37	83540 676 8,76	13540 2689 2,87	2689 221 2,87	267 5,3	14,7 68	-	0,77	3,99	3,05	0,30	510
Мальновская, 60 5845-6000 м. С.п.	342,4 1227 6,9	212760 6000 49,93	256 5,33 0,04	244 4,00 0,03	86464 3759 31,27	39078 1950 16,23	3648 300 2,50	3648 300 2,50	179 9,9	331	-	0,63	7,47	6,50	0,09	1131

Характерные анализы водорастворенных газов

1	Содержание компонентов, % объема											14	15	16	17	18	19	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12							13
Глизида, скважина, интервал, возраст	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	C_6H_{14} и выше	$\sum TV$	$\frac{CH_4}{\sum TV}$	N_2	He	Ar	N_2O % от общего	CO_2	H_2	Концентрация газа в воде, см ³ /л	Давление насыщения, МПа	$\frac{P_{г.}}{P_{ин.}}$	Примечания
	Азотные газы																	
Милевская, 8 (Кузловско-Андреевская монолинзаль) 1878-1890 м, P ₁	7,40	1,24	1,02	0,36	-	-	2,62	2,8	86,03	1,59	0,48	78,4	1,88	-	68	1,1	0,06	-
Ирландская, 11 2716-2712 м, P ₁	6,35	0,72	0,63	0,30	0,09	-	1,74	3,6	89,94	1,00	0,37	84,1	0,60	-	100	2,7	0,10	-
Антоновская, 1 1537-1606 м C ₁	2,83	3,63	0,10	0,30	2,91	-	6,94	0,4	86,13	-	-	-	4,10	1,35	11,9	1,2	0,11	-
Давурчанская, 676 908-960 м, C ₂	1,098	0,031	0,013	0,010	0,011	0,127	0,192	5,4	96,43	-	-	-	1,92	0,42	56	0,6	0,06	-
Копьевская, 204 2659-2664 м, C ₁	2,83	0,44	0,68	0,36	0,18	-	1,66	1,7	92,81	1,025	0,296	87,6	1,38	-	120	3,5	0,12	-
Углеводородно-азотные и азотно-углеводородные газы																		
Алекеевская, 10 1856-1918 м, P ₁	50,85	1,19	0,26	0,12	0,10	-	1,67	30,4	46,51	0,505	0,059	95,1	0,41	-	312	4,2	0,22	-
Шевченко-Благодатская, 302 2895-2905 м, C ₂	58,76	1,23	0,38	0,06	0,02	-	1,69	34,8	34,06	0,71	0,11	87,5	1,38	3,29	450	6,9	0,22	-
Таньская, 1 2419-2423 м, C ₁	14,88	1,26	2,79	1,76	1,00	-	8,02	1,8	74,94	0,59	0,62	68,0	0,95	-	206	5,1	0,20	Пленка нефти

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Северо-Дорогинская, 1 2805-2811 м, С ₁ У	20,30	0,98	0,49	0,39	-	-	1,86	10,9	77,34	-	-	-	0,50	-	220	7,3	0,74	-
Яготин - Батурин, 308 2453-2455 м, С ₁ У	42,95	1,41	0,05	0,15	-	-	2,07	20,7	52,50	0,896	0,151	86,9	1,43	-	228	4,5	0,17	-
Азотно-метановые и метановые газы низкотемпературной зоны																		
Старобельск, 1328 360-445 м, С ₂	72,40	0,06	0,007	0,002	Не обн.	-	0,07	1050	26,24	Не обн.	0,28	58,6	1,00	Не обн.	150	1,5	0,42	-
Лысая Гора, 1335 416-526 м, С ₁ м	86,76	0,065	0,013	0,007	Не обн.	-	0,085	1021	12,04	0,20	0,098	68,4	0,78	0,03	314	1,5	0,29	-
Луанск, 600 740-770 м, С ₁ м	87,67	0,04	0,002	Не обн.	Не обн.	-	0,042	2090	10,64	0,10	0,08	70,8	1,31	Не обн.	565	3,1	0,41	-
Ильичевская, 1 828-835 м, С ₂ Б	92,28	0,20	0,15	0,10	Не обн.	-	0,45	205	6,67	0,13	0,06	65,1	0,41	-	820	4,7	0,59	-
Углеводородные газы																		
Северо-Голубовская, 10 1292-1332 м, С ₂ м	92,94	1,33	0,17	-	-	-	1,50	62	3,83	0,122	0,023	76,7	1,38	-	980	9,3	0,69	-
Гречишнская, 1 1595-1623 м, С ₂ Б	81,77	1,06	0,56	0,20	0,25	-	1,97	42	14,70	0,238	0,108	72,0	0,87	0,33	568	5,8	0,38	-
Шаченково-Ближний, 307 2865-2870 м, С ₃	81,82	1,57	0,20	0,60	0,37	-	2,74	30	9,73	-	-	-	4,71	1,00	406	8,9	0,32	-
Октябрьская, 2 2854-2860 м, С ₃	90,17	3,59	1,28	0,50	0,25	-	5,62	16	3,06	-	-	-	0,26	0,89	1390	29,9	1,00	-
Волыновская, 2 2725-2731 м, С ₂ м	91,79	2,38	1,02	0,60	0,20	-	4,20	32	2,85	-	-	-	1,16	-	730	11,5	0,39	-
Славянская, 4 2988-3000 м, С ₂ м	92,47	2,24	0,48	0,07	0,02	-	2,81	33	1,81	0,05	0,019	59,3	2,84	Не обн.	-	-	-	-
Гречишнская, 1 1790-1794 м, С ₂ Б	90,96	1,46	0,51	0,15	0,15	-	2,17	42	5,84	0,227	0,019	89,2	0,78	-	651	8,3	0,47	-
Старо-Покровская, 2 2698-2734 м, С ₂ Б	86,12	2,06	0,67	0,24	0,19	-	3,16	27	7,14	-	-	-	2,30	1,28	877	15,5	0,53	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Северо-Голубовская, 10 2880-2897 м, С1v	79,34	1,76	0,23	0,02	Не обн.	-	2,01	39,5	14,40	0,92	0,132	-	1,00	2,20	1300	25,0	0,99	-	
Дружелюбовская, 1 3530-3545 м, С1v,t	60,39	3,51	0,19	0,025	Сл.	-	3,73	16	29,60	1,55	0,18	-	0,44	3,91	730	-	-	-	
Метановые, углекисло-метановые и метаново-углеислые газы высокотемпературной зоны																			
Щебелинская, 600 4975 м, С1b-С1s	96,32	0,21	0,008	0,002	Сл.	-	0,22	438	0,37	0,037	0,008	-	0,64	0,40	-	-	-	-	Средоб- ный газ
Щебелинская, 800 5683-5768 м С1s	92,62	0,28	0,019	0,012	0,013	0,11	0,44	210	0,82	0,05	-	-	3,25	2,80	-	-	-	-	Газ с водой
Сиваховская, 30 4142-4156 м, С1b	91,56	Сл.	Сл.	Сл.	0,03	0,28	0,31	296	3,07	0,118	-	-	5,06	Сл.	-	-	-	-	Водо- раст- ворен- ный газ
Северо- Волвенковская, 20 4900 м, С1b	93,91	Сл.	0,07	0,03	-	0,16	0,26	361	0,67	0,05	-	-	5,09	0,07	-	-	-	-	Водо- раст- ворен- ный газ
Камышевская, 4 4247-4396 м, С1s	56,42	0,012	0,001	0,001	Сл.	0,001	0,015	3761	1,88	0,26	-	-	41,22	0,21	-	-	-	-	Средоб- ный газ
Североловчен- ковская, 21 5393-5410 м, С1s	29,17	0,08	Сл.	-	-	-	0,08	365	1,29	0,46	-	-	69,00	Не обн.	-	-	-	-	Водо- раст- ворен- ный газ

Наукове видання

Терещенко Віктор Олександрович

**ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ГАЗОНАКОПИЧЕННЯ
В ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКІЙ ЗАПАДИНІ**

Монографія

(Рос. мовою)

Корректор *А. І. Сєдих*
Комп'ютерне верстання *О. С. Чистякова*
Макет обкладинки *О. О. Літвінова*

Формат 60x84/16. Ум. друк. 11,33. Тираж 300 пр. Зам. № 140/14.

61022, м. Харків, майдан Свободи, 4.
Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна
Видавництво ХНУ імені В. Н. Каразіна

Надруковано з готових оригінал-макетів в ФОП Тітов Є. В.
61057, м. Харків, Харківська набережна, 9, кв. 23.
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи № 823 от 18.01.1991 г.



695177