Г. П. ЯКОБСОН

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г. П. ЯКОБСОН

553.98 : 551.49

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

760

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1973

УДК 553.98:551.49(021)

Якобсон Г. П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М., «Недра», 1973, 268 с.

В книге излагаются теоретические и методические вопросы исследования артезианских и нефтегазоносных бассейнов. Рассматриваются гидрогеологические процессы в комплексе условий формирования нефтегазовых месторождений. Проводится анализ роли палеогидрогеологических особенностей в концентрировании и разрушении скоплений нефтяных углеводородов. Определяются основные закономерности развития водонапорной системы и нефтегазоносных бассейнов Русской платформы; восстанавливаются палеогидрогеологические условия, характеризующие основные направления и пределы миграции углеводородов.

На основании установленных палеогидрогеологических и современных гидрогеологических закономерностей с учетом геологических и геохимических условий кратко характеризуются наиболее перспективные зоны формирования и сохранения нефтегазовых месторождений в районах Средней Азии.

Книга предназначена для нефтяников, геологов, гидрогеологов, занимающихся изучением вопросов формирования и поисков месторождений нефти и газа. Работа представляет также интерес для исследователей пресных, минеральных, промышленных и термальных подземных вод и полезна студентам геологических и нефтяных вузов.

Таблиц 17, иллюстраций 45, список литературы 124 назв.

Я $\frac{0296—477}{043(01)—73}$ 296—73

© издательство „НЕДРА", 1973

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для выполнения перспективных народнохозяйственных планов страны по значительному увеличению добычи нефти и газа резко расширяются поисково-разведочные работы в различных областях СССР, в том числе на обширных территориях Европейской части Союза. Эффективность их проведения зависит от современных представлений об условиях формирования и закономерностях размещения нефтяных и газовых месторождений.

Проблема распределения нефтегазовых скоплений в земной коре решается в основном путем выяснения закономерностей развития и взаимодействия на изучаемой территории трех групп кардинальных процессов — палеогеографических, геотектонических и гидрогеологических. Гидрогеологические процессы в сложном комплексе условий образования данных полезных ископаемых изучены еще недостаточно. В соответствии с этим автор поставил перед собой цель проанализировать значение палеогидрогеологических процессов и обстановок в концентрировании и рассеивании нефтяных углеводородов в продуктивных комплексах отложений. Для этого определялся характер и закономерности развития ряда водонапорных систем и бассейнов, реконструировались палеогидрогеологические обстановки, отражающие основные направления и пределы перемещения нефтяных углеводородов на протяжение отдельных гидрогеологических циклов, а также выявлялся и оценивался комплекс гидрогеологических положительных и отрицательных факторов формирования и разрушения скоплений нефтяных углеводородов в различные геологические периоды на территории центральных и восточных областей Русской платформы. Выделены регионы Каракумского бассейна с гидрогеологически благоприятными и неблагоприятными условиями для миграции углеводородов и нефтенакопления.

Большое внимание в монографии уделяется методике гидродинамических построений с целью установления закономерностей палеодинамики и современной динамики глубоких пластовых вод.

При решении этих задач нефтяной геологии и гидрогеологии использовался обширный материал ряда геологических управлений, объединений и научно-исследовательских институтов (ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВНИИГаз, ТатНИИ, КуйбНИИ, ИГИРНИГМ и др.).

Автор искренне признателен гидрогеологам Ф. П. Самсонову, Ю. М. Качалову, Е. Ф. Болгариной, И. Н. Егоровой и геохимикам Д. Ш. Новосельцевой, И. П. Мясниковой за ценные замечания при просмотре рукописи, а также старшим техникам В. И. Ушаковой и Н. И. Свириной.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Теоретические и методические вопросы гидрогеологических исследований водонапорных систем и нефтегазоносных территорий

Глава I

ОБЗОР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Гидрогеологические исследования при изучении нефтегазоносности недр проводятся с конца XIX в. Вначале исследователи обращали внимание главным образом на особенности химического состава подземных вод. С углублением геологического познания нефтегазоносных провинций стали проводиться гидродинамические исследования и выясняться общие гидрогеологические признаки нефтегазоносности.

В России первые сведения о химическом составе подземных вод районов нефтегазовых месторождений содержатся в работах А. Л. Потылицына, К. В. Харичкова, Д. В. Голубятникова, Н. И. Андрусова и др.

После Великой Октябрьской социалистической революции региональные исследования нефтегазоносных территорий значительно расширились. Они проводились в районах Предкавказья, Русской платформы и др.

В 30-х годах появились работы А. Д. Архангельского и Э. С. Залманзон (1930—1931), В. А. Сулина, А. А. Варова и Л. А. Гуляевой (1934), К. Л. Малярова (1934), А. А. Черепенникова (1934), В. П. Савченко (1936) и других, в которых приведены обобщенные данные о химическом составе подземных вод нефтяных месторождений.

В трудах В. И. Вернадского (1933—1936) подчеркивается существование единой сложной флюидной системы в недрах Земли, тесной связи подземных вод и углеводородов.

В начале 40-х годов были сделаны попытки использовать комплекс гидрохимических показателей для прогноза нефтегазоносности (В. А. Сулин, А. А. Варов, Л. А. Гуляева по Волго-Уральской области (1940); Ф. А. Алексеев — по Эмбенскому району (1941); Е. А. Барс, Е. С. Иткина — по Татарии (1943). Проанализировав обширный гидрохимический материал с учетом ранее существовавших гидрогеологических классификаций подземных вод, В. А. Сулин установил место вод нефтяных месторождений в системе природных вод и произвел сравнительную оценку выявленных к тому времени гидрохимических показателей нефтеносности.

Научное обоснование гидрогеологических показателей нефтегазоносности дано в работах Н. К. Игнатовича (1944, 1945, 1948). Он определил гидрогеологические факторы формирования, сохранения и разрушения нефтяных залежей с позиций комплексной гидрогеологической оценки нефтеносных территорий; особенности подземных вод нефтегазовых месторождений рассмотрены как следствие общей гидродинамической обстановки бассейна.

Гидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей Предкавказья детально рассматривал Г. М. Сухарев (1946, 1951); он дал оценку перспектив нефтегазоносности по комплексу гидрогеохимических и температурных показателей.

В 50—60-х годах гидрогеологический метод оценки нефтегазоносности территории продолжал развиваться и углубляться, чему в значительной мере способствовало издание ряда монографических работ по нефтегазоносным областям: А. И. Силина-Бекчурина (1949) и М. А. Гатальского (1949, 1951, 1954) по Русской платформе, В. А. Кротовой (1956, 1960) по Волго-Уральской области, В. Н. Корценштейна (1960) по Центральному Предкавказью, В. П. Якуцени (1961) по Прикаспийской впадине, В. Б. Торгововой и др. (1960) по Западной Сибири.

М. А. Гатальский (1949, 1951, 1954) при гидрогеологическом изучении палеозойских отложений северной части Русской платформы предложил комплекс гидрогеологических и палеогидрогеологических показателей для оценки перспектив ее нефтегазоносности и провел гидрогеологическое районирование территории северной половины Русской платформы и Прибалтики с выделением перспективных районов.

Гидрогеологический материал по Волго-Уральской нефтеносной области обобщила В. А. Кротова (1956, 1962). В ее работах (1962) детально рассмотрены условия формирования подземных вод и показатели нефтегазоносности. Значительное внимание уделено вопросам динамики подземных вод.

Видная роль в развитии нефтяной гидрогеологии принадлежит А. А. Карцеву. В ряде работ (1960, 1963, 1969) им были определены гидрогеологические особенности крупных нефтегазоносных регионов СССР и на основе анализа гидродинамических, гидрохимических и палеогидрогеологических показателей дана оценка гидрогеологических факторов прогнозирования перспектив нефтегазоносности.

Глубокий анализ гидрогеологических условий нефтегазоносных районов Урало-Поволжья и оценка их перспективности приводятся в работах В. Г. Герасимова (1960, 1967), М. И. Зайдельсона (1962, 1969), Л. М. Зорькина (1970), Б. Н. Любомирова (1963), И. К. Зерчанинова (1957, 1962), А. С. Зингера (1966), Н. В. Кулакова (1964), В. Н. Иванова (1967), И. П. Шестова (1970), А. П. Козина (1967), В. И. Малиновской, Б. В. Озолина (1967), Е. Ф. Станкевича (1961), А. И. Чистовского (1965), М. М. Булычева (1968), Е. В. Стадника (1967), Н. Н. Чикина и др.

На основе гидрогеологического изучения территории Среднерусского бассейна Г. В. Богомолов и Г. Н. Плотникова (1962) указали на возможную перспективность центральных районов Московской синеклизы. В 1963—1965 гг. Ю. В. Мухин также связывал с центральными районами перспективы обнаружения нефтегазовых скоплений.

Широкий комплекс гидрогеологических исследований Русской платформы проводился в 60—70-х годах лабораторией гидрогеологии ВНИГНИ (Г. П. Якобсон, И. М. Меликова, Ю. М. Качалов, И. П. Мясникова, Д. Ш. Новосельцева и др.). В этот период автор впервые составил региональные карты гидродинамики и гидрогеохимии основных водоносных комплексов палеозойских отложений для преобладающей территории Русской платформы, провел районирование платформы на нефтегазоносные бассейны на основе гидродинамических построений.

Выяснением сложных вопросов гидродинамики и гидрогеохимии нефтегазоносных территорий занимались Ю. В. Мухин, С. Б. Вагин, А. Ф. Романюк, М. И. Суббота, В. М. Швец, Е. С. Гавриленко, Я. А. Ходжакулиев, Н. М. Кругликов, Ф. П. Самсонов, В. С. Котов, В. В. Ко-

лодий, В. Н. Иванов, Л. П. Швай, А. Ф. Опалев, А. И. Козин, С. М. Кисельгоф, В. А. Кудряков, Ю. А. Спевак, Ю. А. Пецюха, Ю. С. Застежко, А. С. Тердовидов, Кудельский, Ю. И. Яковлев, В. А. Терещенко, А. Е. Гуревич, А. М. Никаноров, В. М. Матусевич, А. Л. Талипов, В. А. Куришко, Ю. П. Зимин, А. С. Панченко, Ю. П. Гаттенбергер, Ю. А. Висковский и др.

Углубленное изучение газоносности подземных вод началось в 50—60-х годах.

Для установления основных показателей состава растворенных газов как признаков нефтеносности большое значение имели исследования В. П. Савченко, В. Н. Корценштейна, М. С. Гуревича, Е. Е. Беляковой, Л. М. Зорькина, Б. Б. Митгарц, Э. Е. Лондон и др.

Состав растворенных газов пластовых вод отдельных районов Русской платформы рассматривается в работах М. А. Гатальского, Ю. В. Мухина, А. С. Зингера, В. И. Вещезерова, В. Г. Герасимова, Г. Я. Мейера, Е. В. Стадника, А. И. Чистовского, Ю. И. Яковлева и др.

С середины 50-х годов в комплекс гидрогеологических исследований для прогноза нефтегазоносности вошло изучение растворенного органического вещества подземных вод. Успешное изучение растворенного органического вещества в настоящее время проводится в ИГиРГИ (Е. А. Барс), ВНИГРИ (З. С. Герасюто), ВСЕГИНГЕО (В. М. Швец, Е. Л. Быкова), ВНИГНИ (Г. П. Якобсон, Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова), Нижневолжском филиале НИГНИ (А. С. Зингер), УкрНИГРИ (А. Ф. Романюк), УкрНИИгазе и др.

Геотермия недр освещается в трудах Д. И. Дьякова (1958), В. А. Покровского (1959), Ф. А. Макаренко, Н. М. Фролова (1968), К. Ф. Богородицкого (1964), Б. Ф. Маврицкого (1971), А. В. Щербакова и др.

В последнее десятилетие получили широкое развитие палеогидрогеологические исследования, позволяющие проследить особенности гидродинамической и гидрохимической обстановки нефтегазоносности бассейна на отдельных этапах его геологической истории.

Палеогидрогеологические условия отдельных территорий анализировались как факторы, определяющие миграцию, образование и сохранение скоплений нефти и газа, в работах М. А. Гатальского, Г. В. Богомолова, А. А. Карцева, М. С. Бурштара, Ю. В. Мухина, Н. В. Кулакова, Б. Н. Любомирова, Г. П. Якобсона, С. Б. Вагина, В. В. Колодия, Ф. П. Самсонова, Ю. М. Качалова, А. М. Никанорова, Н. М. Кругликова и др.

Таким образом, к настоящему времени гидрогеологический метод прогноза нефтегазоносности включает весьма широкий комплекс гидродинамических, гидрогеохимических и палеогидрогеологических исследований.

Дальнейшее развитие гидрогеологических исследований тесно связано с разработкой принципов генетического районирования исследуемых территорий на нефтегазоносные бассейны, выявлением их палеогидрогеологических условий и закономерностей изменения динамики, солевого и газового состава подземных вод продуктивных и перспективных отложений, а также содержания в них растворенных органических веществ, в том числе углеводородных соединений.

Глава II

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Краеугольной проблемой нефтяной геологии является выяснение закономерностей размещения нефтегазовых месторождений в земной коре. В настоящее время имеется ряд гипотез и представлений по данному вопросу. Однако многие из них в значительной мере дискуссионны и противоречат друг другу. Это объясняется в какой-то мере тем, что свои построения исследователи часто основывают на разных теоретических предпосылках.

Главным этапом на сложном пути выяснения закономерностей размещения нефтегазовых скоплений является теоретическая основа выделения, районирования или классификация региона земной коры с точки зрения нефтегазоносности. Несмотря на то, что этому вопросу уже длительное время (около ста лет) уделяют большое внимание, принципы районирования и классификации нефтегазоносных площадей весьма разноречивы, отсутствует единая общепринятая генетическая схема нефтегеологического районирования крупных территорий. Часто близкие по площади территории именуют «нефтегазоносная провинция», «нефтегазоносная область», «нефтегазоносный бассейн» и пр., иногда, наоборот, под этими терминами понимают резко различные по масштабу и характеру территории.

Так, В. Вудроф (1919), О. Шукерт (1919) и Е. Лиллей (1923) под «нефтегазоносной провинцией» подразумевали крупные геологические провинции типа центральной части Северо-Американского континента и Кордильер. В. А. Вер-Вибе (1930) называл «нефтегазоносной провинцией» — определенные нефтегазоносные структурные элементы в пределах какой-либо крупной геологической провинции. А. Я. Кремс (1954) объединяет под этим термином группу нефтеносных (нефтегазоносных) областей, представляющих единое целое на основе общности генезиса нефтегазообразования в связи с определенным основным структурным элементом, общим стратиграфическим признаком и территориальным принципом. Справедливо замечание Н. А. Еременко (1961) о том, что в этом случае «остается весьма неопределенным основной структурный элемент».

Н. Ю. Успенская (1962) трактует «нефтегазоносную провинцию» как «крупную территорию распространения скоплений нефти и газа, связанную с регионально-структурным элементом (окраинная, внутриплатформенная, межгорная впадина и т. д.), которая характеризуется общими нефтегазоносными формациями (свитами) и общими типами структур, контролирующих нефтегазонакопления...»

В ряде работ в основу выделения нефтегазоносных провинций положен стратиграфический, возрастной принцип (А. А. Трофимук и др.).

Большое внимание вопросам районирования крупных нефтегазоносных территорий уделяет А. А. Бакиров (1962), который за основу принимает тектонический принцип. В качестве основных подразделений при районировании территории он выделяет «нефтегазоносную область» и «нефтегазоносную провинцию». Среди нефтегазоносных провинций А. А. Бакиров различает платформенные, переходные — предгорные и геосинклинальные.

В данной работе мы не имеем возможности рассмотреть все точки зрения, касающиеся этой проблемы. Но из изложенных основных представлений о принципах районирования нефтегазоносных площадей видно, что их теоретическую основу составляли и составляют главным образом геотектонические, палеоструктурные, фациальные и стратиграфические факторы.

Не разделяя в целом подобных представлений о районировании крупных регионов земной коры в связи с нефтегазоносностью, отметим, что перечисленные факторы, воздействуя на формирование и сохранение нефтегазовых месторождений, все же не могут быть полностью результирующими, так как при данных процессах большое значение имеют и гидрогеологические критерии.

И. О. Брод один из первых обратил внимание на важность учета гидрогеологической обстановки при определении принципов районирования нефтегазоносных территорий. Это явилось крупной вехой в развитии научных основ нефтегеологического районирования. Понятие «нефтегазоносный бассейн» И. О. Брод рассматривал совместно с гидрогеологами А. М. Овчинниковым, Е. А. Барс, Г. А. Борщевским в ряде работ (1961). Эти исследователи считают, что «нефтегазоносный бассейн» — это внутренняя часть артезианского бассейна, сложенная мощной толщей осадочных пород, заключающей водонапорные комплексы с подземными водами восстановительной обстановки и связанными с ними залежами нефти и газа, которые группируются в месторождения и зоны нефтегазонакопления. По мнению И. О. Брода каждый нефтегазоносный бассейн необходимо рассматривать как часть артезианского, в котором нефтегазоносность может быть связана с одним или несколькими комплексами отложений, составляющими иногда относительно небольшую часть всей толщи пород, насыщенных водой. Нефтегазоносный бассейн, по его мнению, соответствует той части артезианского бассейна, в которой отсутствует интенсивное движение подземных вод, приводящее к промыванию всех возможных ловушек.

Принцип районирования, предлагаемый И. О. Бродом и названными выше исследователями, не совсем верен, так как они выделяют в пределах рассматриваемого региона два различных по площади бассейна— артезианский и нефтегазоносный, рассматривая последний как часть артезианского. При этом пределы распространения и площадь самого артезианского бассейна не устанавливаются достаточно определенно. Представление И. О. Брода может вызвать ряд ошибочных положений при истолковании некоторых вопросов формирования углеводородных скоплений, анализа территории с точки зрения размещения нефтегазовых месторождений.

Принимая во внимание гидрогеологические факторы, И. О. Брод (1960) тем не менее основывает классификацию бассейнов главным образом на структурно-геологических и геоморфологических признаках. Он выделяет следующие бассейны (регионы): платформенных равнинных впадин, краевых прогибов (предгорных впадин) и межгорных впадин. Бассейн же при гидродинамическом районировании (по нашему мнению) чаще всего охватывает одновременно территории платформы, краевого прогиба и части горно-складчатой области.

Следует подчеркнуть, что большинство исследователей проводит генетическое районирование территории в границах так называемых нефтегазоносных бассейнов по геологическим данным и нередко только на основе ее современного геологического строения. В выделенных пределах современных геологических структур рассматриваются условия формирования (миграции, накопления и пр.) нефтяных и газовых скопле-

ний. Однако сочетание структур и площади того или иного бассейна, его контуры часто меняются в геологическом времени. На процессы формирования и разрушения скоплений нефти и газа воздействуют не только геологические, но в значительной степени специфические гидрогеологические (гидродинамические и гидрохимические) факторы. Последние весьма активно влияют на углеводородные соединения, начиная с образования отложений (коллекторов и покрышек) бассейна, т. е. с момента зарождения и возникновения водонапорной системы территории.

Границы, строение, основные гидрогеологические особенности водонапорной системы с момента ее образования неоднократно изменяются. В связи с этим следует различать палео- и современные водонапорные системы, а также современные и палеонефтегазоносные бассейны. Прежде чем дать определение современных и палеонефтегазоносных бассейнов, необходимо уяснить, что же представляют собой водонапорные системы (тем более, что в их определение исследователи вкладывают разные понятия).

По А. М. Овчинникову (1960, 1961), природные водонапорные системы — это комплексы напорных водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них водами, обладающие общими условиями залегания, создания напора, движения вод и разгрузки. Классификация водонапорных систем А. М. Овчинникова основана на рассмотрении современных морфологических черт территории. А. А. Карцев (1963) предложил разделять природные водонапорные системы, учитывая генетический признак их формирования; он выделил седиментационные и инфильтрационные системы.

Ниже предлагается наше определение и классификация водонапорных систем. Очевидно, что необходимо выделять современные и палеоводонапорные системы (на определенный период их развития).

Водонапорная система — это сформировавшаяся в процессе элизионных (седиментационных) и инфильтрационных этапов развития на платформе (в горноскладчатой или геосинклинальной областях) совокупность вод, вмещающих их коллекторов и водоупоров, характеризующаяся определенным энергетическим полем пьезометрических напоров подземных вод основных водоносных комплексов.

По характеру развития, строению, гидродинамической обстановке, режиму водообмена, гидрохимическому облику вод современных и палеоводонапорных систем мы выделяем следующие четыре типа систем: I — водонапорная система платформы, II — водонапорная система горноскладчатой области, III — водонапорная система геосинклинальной области, IV — высший тип — совокупность водонапорных систем платформ и горноскладчатых областей, а также в ряде случаев геосинклинальных областей.

В свою очередь, по размерам территории каждый тип водонапорных систем может быть отнесен к одному из трех выделяемых ниже порядков.

Для современных и палеоводонапорных систем I типа характерны общность палеогидрогеологического развития осадочного чехла крупного структурного элемента — платформы, а также преобладание порово-пластовых вод, замедленный и весьма замедленный режим водообмена и обусловленная этим значительная метаморфизация и минерализация вод. Современные и палеоводонапорные системы II типа отмечаются общими чертами развития; преобладанием трещинных или порово-трещинных вод, активным и повышенным водообменом, преимущественно среднеминерализованными водами (некрепкие рассолы). Систе-

мы III типа характеризуются неустойчивостью режима водообмена и сложной гидрохимической обстановкой, во многом обусловленной магматическими процессами. Эти системы еще мало изучены. Для систем высшего типа характерна резкая разница палеогидрогеологического развития слагающих их регионов.

В отдельные периоды гидрогеологического развития водонапорной системы ее контуры и строение значительно изменяются. История гидрогеологического развития водонапорной системы в соответствии с геотектоническим режимом территории разделяется на гидрогеологические циклы, каждый из которых начинается элизионным этапом и оканчивается (по А. А. Карцеву) инфильтрационным. В продолжение циклов и на границе этих этапов гидрогеологические закономерности и процессы резко различны. При их смене происходят кардинальные изменения гидродинамических и гидрогеохимических режимов отдельных водоносных и водоупорных комплексов и в целом бассейна. Для того чтобы представить формирование водонапорной системы того или иного типа и порядка, следует воссоздать ее строение во времени, на элизионных и инфильтрационных этапах гидрогеологических циклов, с начальных моментов формирования первых водоносных и водоупорных комплексов. Следовательно, оценить гидрогеологическую историю водонапорной системы какой-либо территории это значит провести анализ палеогидродинамической и палеогидрохимической реконструкции исследуемой территории, слагающих ее комплексов отложений на различных последовательных во времени гидрогеологических циклах развития.

При определении какого-либо цикла развития водонапорной системы, в том числе современного, необходимо отметить, помимо возраста цикла, какой этап переживает система — элизионный или инфильтрационный. Нужно также оценить, какие виды вод в ней преобладают: если инфильтрационных вод более 80%, указать — инфильтрационные, при наличии в системе более 80% седиментационных вод — седиментационные, в остальных случаях систему можно характеризовать как содержащую смешанные воды — инфильтрационные и седиментационные.

Как уже отмечалось, водонапорная система I типа выделяется на основании сравнительной общности палеогидрогеологического развития осадочного чехла крупного структурного элемента земной коры — платформы. Среди современных природных водонапорных систем I типа мы выделяем водонапорную систему Русской платформы, которая образовалась при геолого-гидрогеологическом развитии данной территории. По масштабам и величине водонапорная система Русской платформы рассматривается как система первого порядка.

Большая часть слагающих систему комплексов отложений переживает на современной (мезо-кайнозойской) стадии ее развития инфильтрационный этап и большинство содержащихся в них вод имеет инфильтрационное происхождение. Следовательно, полное определение водонапорной системы Русской платформы на настоящий период ее развития— современная водонапорная система Русской платформы I типа (первого порядка, инфильтрационного этапа мезо-кайнозойского цикла развития, воды инфильтрационные).

К современным водонапорным системам II типа принадлежат Уральская, Кавказская и др. По величине охватываемой территории Уральскую систему мы относим к системам второго порядка, а Кавказскую — к системам третьего порядка.

Особое место занимают водонапорные системы высшего типа. Современная или палеоводонапорная система высшего типа — это гидродинамическая совокупность смежных водонапорных систем I и II типов

(в ряде случаев также III типа), близких или различных по своему гидрогеологическому развитию с единым ограничивающим внешним контуром (зоной) создания напора, приуроченным к окаймляющим эту систему крупным складчатым регионам, с рядом главных областей создания напора (питания) и разгрузки, расположенных в различных ее частях. При этом обычно системы II типа представлены в ней только частью, обращенной от водораздела горных сооружений в направлении их соединения с водонапорными системами I типа.

В природную водонапорную систему высшего типа выделяется современная Восточно-Европейская система, включающая всю современную Русскую водонапорную систему I типа, северную половину современной Кавказской системы II типа (территорию от Главного Кавказского хребта до южных границ Русской платформы), западную половину современной Уральской водонапорной системы II типа, восточную часть современной Карпатской водонапорной системы II типа и другие, менее крупные системы I и II типов. Восточно-Европейская система высшего типа по величине относится к системе первого порядка.

В свою очередь, в современных и палеоводонапорных системах высшего типа выделяются водонапорные бассейны. Водонапорный бассейн — это гидродинамически обособленная пьезометрическими разделами (на элизионных этапах минимумами, на инфильтрационных — максимумами) основных водоносных комплексов часть водонапорных систем преимущественно высшего типа со своими областями питания и разгрузки. Изменение водного режима в любой его области отразится на гидродинамике (уклоне пьезометрической поверхности, водообмене и пр.) бассейна в целом.

Для бассейнов характерно наличие стока, направленного к одной морской впадине (особенно на инфильтрационных этапах), являющейся конечной областью разгрузки вод бассейна. Главные области создания напора на элизионном этапе находятся во внутренних частях бассейна, на инфильтрационных же этапах они располагаются в краевых его частях, нередко являясь составной частью главной области создания напора в целом водонапорных систем.

На платформах современные бассейны отделяются друг от друга водоразделами пьезометрической поверхности (линиями наивысших абсолютных напоров). В горных областях эта линия часто также проходит и по водоразделу горных сооружений.

Водонапорный бассейн в процессе своего образования мог полностью располагаться на платформе или в горноскладчатой области. Однако более распространены и характерны бассейны, которые в процессе развития охватывают одновременно и районы платформы, и районы горноскладчатых областей, а также геосинклиналей как основные части единого водонапорного бассейна. В последнем случае они представляют собой сложный, гидродинамически составленный из отдельных частей водонапорных систем (I, II и III типа), бассейн.

Среди крупных современных водонапорных бассейнов выделяется Волго-Уральский бассейн, который мы относим к бассейнам первого порядка. Меньший по площади Балтийский бассейн квалифицируется как бассейн второго порядка.

Следует подчеркнуть, что современный Волго-Уральский водонапорный бассейн представляет собой гидродинамически связанные части современных Русской и Уральской водонапорных систем, каждая из которых имеет свои особенности палеогидрогеологического развития, свойственные платформенным и горноскладчатым системам. Однако совре-

менный Волго-Уральский бассейн — это единый гидродинамически сочлененный бассейн.

Природные водонапорные системы I, II, III и высшего типов и бассейны той или иной территории на конец гидрогеологических циклов (или в период развития цикла — элизионного или инфильтрационного этапа) принципиально определяются так же, как и при характеристике их на современном этапе.

При анализе палеогидрогеологии нефтегазоносной территории мы исходим из того, что с развитием водонапорной системы органические вещества, содержащиеся в рассеянном состоянии в глинистых отложениях (и в коллекторах), генерируют в обстановке водной среды углеводородные соединения нефтяного ряда, которые образуют с подземными водами своеобразную флюидальную систему (водный раствор, газоконденсат, эмульсия).

Движение седиментационных вод мы рассматриваем как активный фактор (механизм) переноса смеси растворенных в воде углеводородных соединений. Направление их перемещения определяет также трассу миграции углеводородов, происходящей в свободном состоянии или в газоконденсатном (с последующим выделением конденсата в раствор или свободное состояние).

Многие исследователи нефтяных углеводородов (протонефти, нефти и т. п) считают, что в водорастворенном состоянии происходит значительная их миграция (М. Ф. Двали — 1959, 1967, М. Е. Альтовский — 1958, И. О. Брод — 1960, Э. Бейкер — 1960, 1967, У. Мейншейн — 1961, В. Брюдерер — 1956, М. С. Бурштар — 1963, А. А. Карцев — 1963, 1969, Г. Л. Поспелов — 1967 и др.). Основное поступление нефтяных углеводородов в коллекторы связывают с процессами выжимания и движения седиментационных вод из глинистых отложений в смежные водоносные горизонты. При продавливании выжимаемой седиментационной воды через глины она растворяет органические соединения, находящиеся в этих глинах: органические кислоты, образующие мыла, углеводороды и т. п. (А. А. Карцев, 1969). При этом на элизионных этапах развития водонапорной системы замедленное движение минерализованных вод способствует процессам нефтеобразования.

Принципиально важно установление всего «жизненного пути» нефтяных углеводородов от места их образования до места разрушения, выявление «конечных» полюсов (пределов) миграции, к которым они стремятся в процессе перемещения в комплексах отложений платформы или горноскладчатой области при их развитии. Очевидно, что этот «путь» также определяется развитием водонапорных бассейнов, их пределами (границами). Таким образом, уже с начала зарождения водонапорной системы перенос, накопление и разрушение углеводородных соединений во многом связаны с палеодинамикой вод.

Районы максимального прогибания и осадконакопления относятся к областям основного напора и питания в бассейне. От этих участков воды двигались в направлении зон наименьшего прогибания или приподнятых участков сводов платформы. В данные периоды условия были максимально благоприятными для миграции углеводородов и формирования залежей нефти и газа, так как в это время совпадали по направленности две основные силы, принимавшие участие в их формировании — всплывания нефти, газа и динамики (движения) вод. Более благоприятной для образования нефтегазовых скоплений в эти периоды была и гидрогеохимическая обстановка — в эти отрезки времени они разрушались меньше.

В периоды тектонических поднятий, региональных перерывов в осадконакоплении бассейна, отложения сформировавшихся водоносных комплексов частично (реже полностью) выходили на дневную поверхность. Начинались инфильтрационные этапы в развитии бассейна. Накопившаяся на элизионном этапе пластовая энергия в комплексе снижалась при разгрузке седиментационных вод и углеводородов. В этот период области напора и питания перемещались во внешние или контурные зоны бассейна. В процессе снижения потенциальной энергии элизионной системы начинало преобладать инфильтрационное питание в комплексе. Происходило вытеснение инфильтрационными водами седиментационных вод и частично углеводородов, накопившихся в комплексе в результате элизионного этапа развития бассейна. На значительной площади бассейна при формировании залежей нефти силе ее всплывания начинает как бы противодействовать своей направленностью сила движения вод. Сила всплывания нефти, как и на седиментационном этапе развития бассейна, продолжает быть направлена к контурам (краевым частям) бассейна, а направление движения вод в инфильтрационный период изменяется на противоположное — динамика вод подчиняется внешним зонам создания напора. Поступающие инфильтрационные воды интенсивно разрушают месторождения, особенно те, которые на седиментационных этапах оказались наиболее приближенными к контурам бассейна, ставшим на инфильтрационных стадиях его развития областями водного питания бассейна.

С развитием бассейна — формированием новых комплексов водоносных и водоупорных отложений, его расширением и углублением, потенциальная энергия в нем до определенного момента увеличивается, т. е. сравнительно возрастает возможность переноса нефтяных углеводородов из внутренних частей к его краевым участкам.

К числу основных контролирующих факторов накопления, размещения и разрушения нефтегазовых скоплений, проявляющих себя с момента образования комплексов отложений (содержащих органическое вещество), помимо энергетического поля — поля потенциалов флюидов (пьезометрических поверхностей), относятся также характер сложения толщи этих комплексов в пределах водонапорной системы, т. е. их выдержанность и мощность, структурные особенности поверхности водоупорных (флюидоупорных) комплексов и водоносных (флюидоносных) комплексов, наличие зон с различными гидродинамическими связями и пр. Очевидно, различия в сочетании названных выше факторов (при прочих равных условиях — содержание органических веществ, изменчивость окислительно-восстановительных обстановок) будут определять разные условия формирования и разрушения углеводородных соединений по площади водонапорной системы, в том числе и районы конечной возможной их миграции и накопления. Анализ сочетания и изменения в первую очередь этих факторов способствует выяснению перспективности той или иной территории.

Из всего изложенного следует, что на формирование, накопление и разрушение нефтяных и газовых флюидов по существу действуют те же факторы, что и на подземные воды. Следовательно, динамика первичного перемещения, дальнейшей миграции и последующего сохранения углеводородных соединений во многом обусловлена строением и характером развития водонапорной системы или водонапорного бассейна. Движение вод и углеводородных соединений осуществляется в одинаковых пределах — водонапорных системах и бассейнах под действием гидростатической (в том числе гравитационной) и геостатической энергий, накапливаемых в процессе их развития.

Очевидно, при анализе формирования и размещения нефтегазовых месторождений под нефтегазоносным бассейном следует подразумевать полностью водонапорный бассейн со всеми особенностями его строения и основными гидродинамическими элементами и закономерностями. Считать, как это делает ряд исследователей, что нефтегазоносный бассейн представляет собой внутреннюю часть водонапорного или артезианского бассейна, учитывая изложенное выше, нецелесообразно.

Таким образом, понятия водонапорная система или бассейн в случае, если они содержат в себе углеводородные соединения, полностью соответствуют вводимым понятиям — нефтегазоносная водонапорная система или нефтегазоносный водонапорный бассейн. В нефтяной геологии также следует выделять современные и палеонефтегазоносные системы и бассейны. Исследование и нефтегеологическое районирование при выяснении формирования, накопления, разрушения и современного размещения нефтегазовых месторождений следует проводить на базе выделения природных нефтегазоносных водонапорных (и, возможно, нефтегазоносных водонапорных) систем I, II, III и высшего типов аналогично выделению водонапорных систем I, II, III и высшего типов, анализируя циклы — этапы их развития, палеопьезометрические поверхности и прочее, при этом особо выделяя и рассматривая нефтегазоносные водонапорные бассейны.

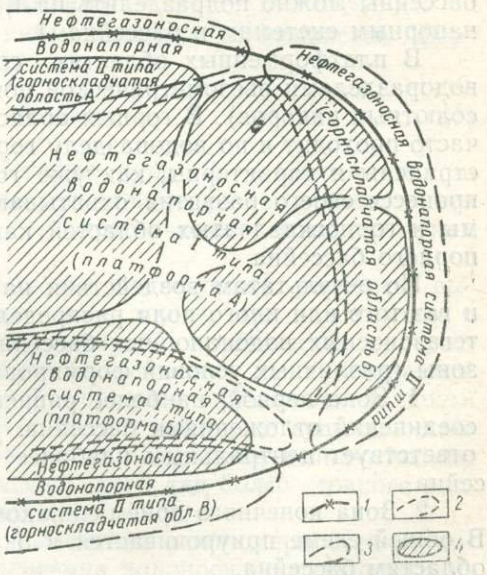


Рис. 1. Схема районирования на нефтегазоносные водонапорные системы и бассейны.

Пределы (границы) нефтегазоносной водонапорной системы: *1* — высшего типа, *2* — I типа (платформы), *3* — II типа (горноскладчатой области), *4* — нефтегазоносный водонапорный бассейн.

Нефтегазоносная водонапорная система — это сформировавшаяся в процессе элизионных и инфильтрационных этапов развития на платформе (в горноскладчатой или геосинклинальной областях) совокупность флюидов (газов, нефтей и вод), вмещающих их коллекторов и нефтегазоводоупоров, характеризующаяся определенным энергетическим полем потенциалов, контролирующим как формирование (накопление) флюидов, так и их разрушение.

Итак, необходимо различать следующие типы нефтегазоносных палеоводонапорных (на тот или иной цикл их развития) и современных систем (рис. 1): I — нефтегазоносная водонапорная система платформы, II — нефтегазоносная водонапорная система горноскладчатой области, III — нефтегазоносная водонапорная система геосинклинальной области; высший тип — совокупность смежных нефтегазоносных водонапорных систем платформ и горноскладчатых областей, а также в ряде случаев геосинклинальных областей.

Система высшего типа состоит из близких или различных по своему геолого-гидрогеологическому развитию систем I, II, реже III типов с единым, ограничивающим внешним контуром (зоной) создания напора, приуроченным к окаймляющим эту систему крупным складчатым регионам.

В нефтегазоносных водонапорных системах высшего типа в свою очередь выделяются нефтегазоносные водонапорные бассейны и, возможно, нефтегазоносные водонапорные бассейны. Современный или палеонефтегазоносный водонапорный бассейн, представляя собой часть названной выше системы, по существу имеет то же определение, что и современный или палеоводонапорный бассейн.

Современный (палео-) нефтегазоносный водонапорный бассейн — это преимущественно часть водонапорной системы высшего типа, гидродинамически обособленная энергетическими разделами (пьезометрическими, на элизионных этапах — минимумами, на инфильтрационных — максимумами) основных водоносных комплексов. Представляет собой сформировавшуюся в процессе элизионных и инфильтрационных этапов развития на платформе и в горноскладчатой (и геосинклинальной) области совокупность флюидов (газов, нефтей и вод), вмещающих их коллекторов и нефтегазоводоупоров, характеризующуюся определенным энергетическим полем распределения потенциалов (пьезометров), контролирующим как миграцию, формирование флюидов, так и их разрушение.

По размерам территории каждый тип нефтегазоносных систем и бассейны можно подразделить на I, II и III порядки (аналогично водонапорным системам и бассейнам).

В платформенных областях современные бассейны разграничены водоразделами пьезометрической поверхности (линиями наивысших абсолютных напоров). В горных областях, как отмечено выше, эта линия часто проходит и по водоразделу горных сооружений. Наиболее распространены и характерны, как уже говорилось, те бассейны, которые в процессе своего развития охватывают одновременно районы платформы и горноскладчатых областей как составные части единого водонапорного бассейна.

По результатам воздействия на углеводородные соединения, нефть и газ того или иного поля распределения потенциальной энергии в нефтегазоносных водонапорных бассейнах в общем можно выделить три зоны (различных условий формирования месторождений).

1. Зона первой, наиболее ранней и полной отдачи углеводородных соединений отложениями бассейна. В общей схеме территориально соответствует центральным наиболее прогнутым внутренним частям бассейна.

2. Зона конечного приема—накопления и разрушения нефти и газа. В общей схеме приурочивается к окраинным — краевым (контурным) областям бассейна.

3. Зона основного формирования—накопления и сохранения месторождений нефти и газа. Располагается между первой и второй зонами. Наиболее благоприятна для накопления и сохранения залежей (при соответствующих структурных условиях, региональных флюидоупорах и гидродинамических обстановках), следовательно, обычно (особенно для древних бассейнов) наиболее перспективна в отношении нефтегазоносности.

Районирование территории на нефтегазоносные бассейны, определение площади их распространения и границ, главных областей создания и падения напора, основных участков поступления седиментационных вод возможно при реконструкции существовавших в комплексе палеопьезометров — палеопьезометрических поверхностей (глава IV), которое до последнего времени не проводилось.

Глава III

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

При решении ряда вопросов формирования и сохранения нефтегазовых скоплений возникает необходимость выяснения динамики подземных вод бассейна; определения направленности движения вод в целом по бассейну и в его отдельных частях, выявления основных зон создания напора (инфильтрационного питания), стока и разгрузки, а также локальных и аномалийных участков повышенных и пониженных напоров, районов различной гидродинамической связи смежных комплексов отложений и пр. Нередко гидродинамические построения по тому или иному району отличаются направленностью перемещения вод, хотя авторы этих построений пользуются одними и теми же материалами. Эти расхождения чаще всего обусловлены неточностью методики вычисления приведенных давлений подземных вод.

Для расчета приведенных давлений в основном применяется формула А. И. Силина-Бекчурина (1965):

$$P=h_1\rho_1+\frac{\rho_1+\rho_2}{2}\cdot z, \qquad (1)$$

где P — приведенное давление пластовых вод; h_1 — высота столба воды в скважине; ρ_1 — плотность воды в скважине; ρ_2 — плотность воды на выбранной плоскости сравнения; z — высота точки измерения над плоскостью сравнения.

760

Приведенные давления подземных вод для крупных регионов, вычисленные по этой формуле, недостаточно точны, так как условие о прямолинейном изменении плотности с глубиной, необходимое при расчетах по данной формуле, в большинстве регионов не соблюдается. Кроме того, при использовании данной формулы, возникают трудности с выбором плоскости сравнения, что ведет иногда к существенным ошибкам, особенно если разность напорных градиентов незначительна. Все это заставляет исследователей искать пути для более точного расчета приведенных давлений подземных вод.

Одним из таких путей является выяснение закономерностей увеличения плотности воды с глубиной залегания водоносного горизонта, которое происходит не прямолинейно, а имеет более сложный характер. Установление и выражение этой гидрохимической закономерности в виде математической зависимости—основная задача при расчете приведенных давлений, поэтому в настоящей работе мы подробно остановимся на ее решении.

Анализ изменения плотности воды с глубиной в водоносных комплексах Прибалтийского, Московского, Волго-Уральского и других бассейнов Русской платформы показал, что данная закономерность хорошо выражается уравнением:

$$H=a\rho^b, \qquad (2)$$

где H — глубина залегания водоносного горизонта в абсолютных отметках; ρ — плотность воды в г/см^3; a — постоянный коэффициент, характеризующий глубину раздела пресных и минерализованных вод данного водоносного комплекса; b — постоянный коэффициент, отражающий

Институт геологических наук АН Армянской ССР Библиотека

степень нарастания минерализации (плотности) подземных вод с глубиной по логарифмическому уравнению.

Применение уравнения (2), удовлетворяющего выявленной закономерности, возможно только при условии правильного определения коэффициентов a и b. Их определение проводилось математическим методом выравнивания. Последнее осуществлялось путем преобразования степенной функции $y=ax^{l}$ в линейную вида $y=k+bx$.

Уравнение (2) применил В. В. Ягодин (1957), однако вычисление постоянных коэффициентов a и b по его методике (подбором трех точек) весьма затруднительно. Как правило, при региональных построениях имеется большое количество точек, поэтому подобрать оптимальные значения коэффициентов таким способом почти невозможно. Кроме того, по методике В. В. Ягодина (1957) приведенные давления подземных вод выражаются не в абсолютных, а в относительных отметках, что не позволяет представить пространственное положение напоров (в их абсолютном выражении) в водонапорной системе, а также сравнить напоры минерализованных и пресных вод, для которых вычисление приведенных давлений не требуется.

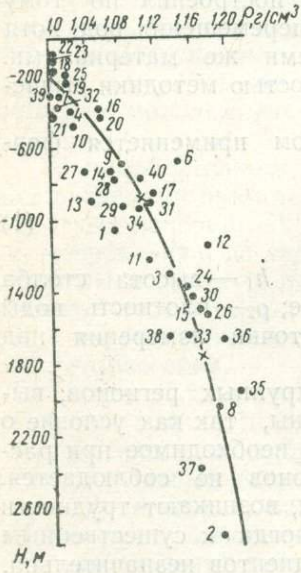


Рис. 2. Статистическая кривая зависимости плотности подземной воды от глубины водоносного комплекса.

Цифры на графике соответствуют порядковым номерам скважин в табл. 4.

В предлагаемой методике вычисления приведенных давлений пластовых вод, разработанной нами совместно с Ю. М. Качаловым, мы стремились устранить эти недостатки. Методика содержит три основных положения.

I. Выявление закономерности изменения плотности воды с глубиной методами математической статистики.

II. Вычисление приведенных давлений пластовых вод в абсолютных отметках (на основе выводимой формулы).

III. Оценка точности вычисления приведенных давлений подземных вод.

Рассмотрим предлагаемый способ вычисления приведенных давлений в порядке выделенных положений.

I. Для выявления закономерности изменения плотности воды с глубиной строят график зависимости плотности воды от глубины залегания водоносного горизонта (в абсолютных отметках) (рис. 2). Затем вычисляют постоянные коэффициенты a и b для уравнения (2).

Анализируя зависимость изменения плотности воды от глубины залегания водоносных горизонтов в пределах Русской платформы, можно видеть, что связь между величинами H и ρ не является функциональной, т. е. одному значению H соответствуют два или несколько близких значений ρ. Такая связь в математической статистике называется корреляционной. Поэтому, чтобы определить коэффициенты a и b в уравнении (2), удобно применить методы прямолинейной корреляции. Для этого прологарифмируем уравнение (2):

$$\lg H=\lg a+b\lg\rho. \qquad (3)$$

Формула (3) является уравнением прямой линии. Если обозначить $\lg\rho = x$ и $\lg H = y$, можно записать:

$$y = \lg a + bx. \tag{4}$$

Методы прямолинейной корреляции позволяют определить такие значения коэффициентов $\lg a$ и b, с применением которых корреляционное уравнение (3) будет наиболее полно выражать зависимость $\lg\rho$ от $\lg H$. Для решения этой задачи применим широко распространенный в математической статистике метод произведения моментов.

Вычисление коэффициента корреляции (в нашей задаче показатель степени связи между двумя переменными — глубиной и плотностью воды) и корреляционного уравнения (3) при помощи этого метода распадается на ряд операций. Рассмотрим их на примере рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы (табл. 2).

1. Значения $\lg H$ и $\lg\rho$ разбиваем на классы. Удобно оперировать с числом классов, равным 10. Разность максимальных и минимальных значений $\lg H$ и $\lg\rho$ делим на 10. Например, для рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы величина интервала по y ($\lg H$) равна: $\frac{3{,}45-2{,}01}{10}=0{,}144$, а величина интервала по x ($\lg\rho$) равна: $\frac{0{,}081-0{,}000}{10}=0{,}0081$.

2. Составляем таблицу распределения точек по классам. При наличии связи между $\lg H$ и $\lg\rho$ точки распределятся примерно по диагонали таблицы, при этом чем больше зона расположения значений $\lg H$ — $\lg\rho$ напоминает прямую линию и чем меньше разброс точек, тем теснее связь между $\lg H$ и $\lg\rho$.

3. Составляем схему для определения коэффициента корреляции (табл. 3). Частоты каждого интервала переносят из табл. 2. При этом принимаем следующие обозначения: xy — значения переменных ($\lg\rho$, $\lg H$); k — итоговые результаты по столбцам; l — итоговые результаты по строкам; m — частоты каждой клетки.

Контролем при составлении этой схемы служит равенство значений в последних клетках последнего столбца и последней строки, т. е.

$$x^1\sum my^1 = y^1\sum mx^1.$$

Для удобства расчетов переменные y и x заменяют значениями новых переменных y^1 и x^1 — отклонениями от нового начала отсчета, за которое принимают средние значения срединных интервалов Ay и Ax.

В данном случае (для рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса).

$$Ay = 2{,}802;\quad Ax = 0{,}04455. \tag{5}$$

Значения новых переменных y^1 и x^1 вычисляют по формулам:

$$y^1 = \frac{y-Ay}{i_y};\qquad x^1 = \frac{x-Ax}{i_x}, \tag{6}$$

где i_y, i_x — величины интервалов по y и x.

За y и x здесь принимают среднее значение каждого интервала, y^1 и x^1 будут выражаться целыми положительными или отрицательными числами.

Таблица расчетов уплотнения глинистых пород ($м^3/м^2$)

Глубина, м	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	0	0,02	0,09	0,20	0,36	0,57	0,82	1,12	1,46	1,85
100	2,28	2,76	3,29	3,86	4,47	5,13	5,84	6,60	7,39	8,24
200	9,13	10,06	11,04	12,07	13,14	14,26	15,42	16,63	17,89	19,19
300	20,54	21,93	23,36	24,85	26,38	27,95	29,57	31,24	32,95	34,71
400	36,51	38,36	40,25	42,19	44,18	46,21	48,28	50,41	52,57	54,79
500	57,05	59,36	61,70	64,10	66,54	69,03	71,56	74,14	76,76	79,43
600	82,15	84,91	87,72	90,57	93,47	96,41	99,40	102,44	105,52	108,64
700	111,82	115,03	118,30	121,60	124,96	128,36	131,81	135,30	138,84	142,42
800	146,05	149,72	153,38	157,09	160,81	164,56	168,32	172,09	175,89	179,70
900	183,52	187,40	191,27	195,16	199,06	203,00	206,94	210,90	214,87	218,87
1000	222,89	226,90	230,95	235,01	239,09	243,19	247,28	251,41	255,56	259,71
1100	263,87	268,06	272,27	276,48	280,71	284,94	289,94	293,48	297,76	302,06
1200	306,38	310,71	315,05	319,41	323,78	328,16	332,56	336,97	341,38	345,73
1300	350,27	354,73	359,16	363,67	368,18	372,56	377,21	381,79	386,28	390,86
1400	395,43	400,00	404,60	409,21	413,67	418,44	423,08	427,73	432,40	437,08
1500	441,76	446,50	451,16	455,87	460,60	465,35	470,09	474,86	479,63	484,41
1600	489,21	498,74	498,74	503,65	508,48	513,32	518,17	523,01	527,90	532,79
1700	537,68	542,60	577,51	552,43	557,36	562,30	567,25	572,21	577,19	582,16
1800	587,14	592,15	597,17	602,15	607,19	612,22	617,27	622,32	627,38	632,44
1900	637,52	642,60	647,70	652,74	657,88	663,03	668,16	673,30	678,43	683,60
2000	688,76	693,93	699,11	704,30	709,49	714,71	719,92	725,14	730,36	735,60
2100	740,82	746,08	751,35	756,60	761,89	767,16	772,46	777,74	783,05	788,36
2200	793,70	799,01	804,35	809,70	815,05	820,44	825,76	831,14	836,52	841,90
2300	847,30	852,60	858,11	863,96	868,96	874,38	879,81	855,25	890,72	896,16
2400	901,65	907,10	912,59	918,07	923,53	929,09	934,56	940,08	945,59	951,11
2500	956,65	962,18	967,71	973,24	978,77	984,30	989,83	995,36	1000,89	1006,42
2700	1067,25	1072,78	1078,31	1083,84	1089,37	1094,90	1100,43	1105,96	1105,96	1117,02
2900	1177,85	1183,38	1188,91	1194,44	1199,97	1205,50	1211,03	1216,56	1222,09	1227,62

Таблица 2

Схема распределения точек по классам (Cm_1)

lgρ	lgH									
	2,010—2,154	2,154—2,298	2,298—2,442	2,442—2,586	2,586—2,730	2,730—2,874	2,874—3,018	3,018—3,162	3,162—3,306	3,306—3,450
	2,082	2,226	2,370	2,514	2,658	2,802	2,946	3,090	3,234	3,378
0,0000—0,0081 / 0,00405	·1	··2	··2	::4	·1					
0,0081—0,0162 / 0,01215					··2	·1				
0,0162—0,0243 / 0,02025					··2		·1			
0,0243—0,0324 / 0,02835						·1	·1	·1		
0,0324—0,0405 / 0,3645						··2	·1			
0,0405—0,0486 / 0,04455							:·3	·1		
0,0486—0,0567 / 0,05265								·1	·1	
0,0567—0,0648 / 0,06075								··2	·1	·1
0,0648—0,0729 / 0,06885								·1	··2	··2
0,0729—0,0810 / 0,07695									··2	

Таблица 3

Схема определения коэффициента корреляции (Cm_1)

y^1 / y		−5	−4	−3	−2	−1	0	1	2	3	4	Итого l	lx^1	$l(x^1)^2$	Σmy^1	$x^1\Sigma my^1$
x^1	x	2,082	2,226	2,370	2,514	2,658	2,802	2,946	3,090	3,234	3,378					
−5	0,00405	1	2	2	4	1						10	−50	250	−28	140
−4	0,01215					2	1					3	−12	48	−2	8
−3	0,02025					2		1				3	−9	27	−1	3
−2	0,02835						1	1	1			3	−6	12	3	−6
−1	0,03645						2	1				3	−3	3	1	−1
0	0,04455							3	1			4	0	0	5	0
1	0,05265								1	1		2	2	2	5	5
2	0,06075						1		2	1	1	5	10	20	11	22
3	0,05885								1	2	2	5	15	45	16	48
4	0,07695									2		2	8	32	6	24
Итого	κ	1	2	2	4	5	5	6	6	6	3	40	−45	439	16	243
	κy^1	−5	−8	−6	−8	−5	0	6	18	18	12	16				
	$\kappa(y^1)^2$	25	32	18	16	5	0	6	24	54	48	228				
	Σmx^1	−5	−10	−10	−20	−19	−6	−6	6	17	8	−45				
	$y^1\Sigma mx^1$	25	40	30	40	19	0	−6	12	51	32	243				

4. Вычисляем коэффициент корреляции с помощью следующих уравнений (все обозначения в формулах взяты из табл. 3):

$$\bar{y}^1 = \frac{ky^1}{k} = \frac{16}{40} = 0{,}40; \tag{7}$$

$$\bar{x}^1 = \frac{lx^1}{l} = -\frac{45}{40} = -1{,}125;$$

$$\sigma^2_{y^1} = \frac{k(y^1)^2}{k} - (\bar{y}^1)^2 = \frac{228}{40} - (0{,}40)^2 = 5{,}54; \tag{8}$$

$$\sigma y^1 = 2{,}354;$$

$$\sigma_{x^1} = \frac{l(x^1)^2}{-} - (\bar{x}^1)^2 = \frac{439}{40} - (-1{,}125)^2 = 9{,}709; \tag{9}$$

$$\sigma x^1 = 3{,}116;$$

$$Py^1x^1 = \frac{x^1 \Sigma m y^1}{k} - \bar{y}^1 \bar{x}^1 = \frac{243}{40} - 0{,}40(-1{,}125) = 6{,}525; \tag{10}$$

$$r = \frac{Py^1x^1}{\sigma_{y^1}\sigma_{x^1}} = \frac{6{,}525}{2{,}354 \times 3{,}116} = 0{,}878. \tag{11}$$

Для вычисления корреляционного уравнения необходимо вновь вернуться к переменным y и x ($\lg H$ и $\lg\rho$). Средние значения $\bar{y}$ и $\bar{x}$ и средние квадратичные отклонения σy и σx для переменных y и x вычисляют по следующим формулам:

$$\bar{y} = i_y \bar{y}^1 + Ay = 0{,}144 \times 0{,}40 + 2{,}802 = 2{,}8596; \tag{12}$$

$$\bar{x} = i_x \bar{x}^1 + Ax = 0{,}0081(-1{,}125) + 0{,}04455 = 0{,}03544; \tag{13}$$

$$\sigma_y = i_y \sigma_{y^1} = 0{,}144 \times 2{,}354 = 0{,}339; \tag{14}$$

$$\sigma_x = i_x \sigma_{x^1} = 0{,}0081 \times 3{,}116 = 0{,}02524. \tag{15}$$

5. Вычисляют корреляционное уравнение по формуле:

$$y = \bar{y} + \frac{1}{r}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(x - \bar{x}) = 2{,}8596 + \frac{1}{0{,}878} \cdot \frac{0{,}339}{0{,}03524}(x - 0{,}3544); \tag{16}$$

$$y = 2{,}31744 + 15{,}298x \text{ или } \lg H = 2{,}31744 + 15{,}298 \lg \rho. \tag{17}$$

Потенцируя выражение (17), получим:

$$H = 207{,}7\rho^{15{,}298}. \tag{18}$$

Уравнение (18) выражает зависимость плотности пластовых вод от глубины залегания рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы (для упрощения вычислений можно принять $H = 207{,}7\rho^{15{,}3}$. Следует отметить, что в случае высокой газонасыщенности и температуры вод, перед тем как проводить расчеты по предлагаемой методике, необходимо внести поправки в величину плотности подземных вод по соответствующим руководствам.

II. Прежде чем перейти к вычислению приведенных давлений подземных вод в абсолютных отметках, необходимо выбрать плоскость сравнения.

В общем виде, по А. И. Силину-Бекчурину (1965), уравнение для вычисления приведенного давления имеет вид:

$$P_{a_n} = P_{a_i} + \int_{a_n}^{a_i} \rho_z \, d_z, \tag{19}$$

где $P\alpha_i$ — известное гидростатическое давление на любой из плоскостей α_i; $\int_{\alpha_n}^{\alpha_i} \rho_z \, d_z$ — статическое давление столба жидкости между плоскостями α_i и α_n (приращенное гидростатическое давление).

Из уравнения (2) имеем:

$$\rho = \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}}. \tag{20}$$

В частном случае при использовании зависимости (20) общее уравнение (19), как впервые отметил В. В. Ягодин (1957), принимает вид:

$$P_{\text{пр}} = h_1\rho_1 + \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH, \tag{21}$$

где $P_{\text{пр}}$ — приведенное давление подземных вод на плоскости H_2; $h_1\rho_1 = P\alpha_i$ — известное гидростатическое давление, равное произведению высоты столба воды в скважине на плотность воды исследуемого водоносного горизонта; H_1 — абсолютная отметка верхней границы интервала опробования водоносного горизонта; H_2 — глубина залегания выбранной плоскости сравнения, выраженная в абсолютных отметках.

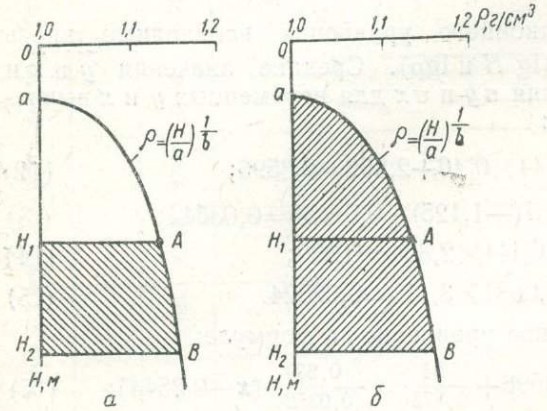


Рис. 3. Принципиальная схема для вычисления P_0.

При расчетах приведенных давлений пластовых вод водонапорных систем по этой формуле глубину плоскости сравнения (H_2) обычно принимают равной наибольшей глубине интервала опробования (в абсолютных отметках) водоносного горизонта. В результате определяют относительные приведенные давления, по величине которых нельзя судить о пространственном положении напоров (в их абсолютном выражении) в водонапорной системе, сопоставлять напоры минерализованных и пресных вод и пр.

Следовательно, необходимо вывести такую формулу вычисления $P_{\text{пр}}$, которая позволяла бы получать значения приведенных напоров глубоких подземных вод в абсолютных отметках. Для этого принимая всегда за плоскость сравнения нулевую плоскость, проведем следующие расчеты. Из $P_{\text{пр}}$, вычисленного по уравнению (21), вычтем некоторую величину P_0, характеризующую гидростатическое давление между плоскостью с отметкой H_2 (равной наибольшей глубине интервала опробования) и нулевой плоскостью сравнения. Величина P_0 для данной совокупности точек и для данной формулы (2) будет постоянна и в аналитическом выражении примет вид:

$$P_0 = \int_{H=a}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH + a \cdot 1. \tag{22}$$

Действительно, в уравнении (21) приращенное гидростатическое давление P_1 для перехода на плоскость сравнения H_2 равно:

$$P_1 = \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH$$

и на графике зависимости плотности от глубины выражается площадью фигуры H_1H_2 BA (рис. 3,а). Для того, чтобы перейти на нулевую плоскость сравнения, очевидно, нужно вычесть из значения $P_{пр}$ величину площади фигуры aH_2B плюс «площадь», ограниченную отрезком Oa (рис. 4,б), т. е. величину P_o, вычисленную по формуле (22). Тогда из выражений (21) и (22) получаем:

$$P_{прив.\ абс} = h_1\rho_1 + \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH - \left[\int_{H=a}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH + a\right] \quad (23)$$

или

$$P_{прив.\ абс.} = h_1\rho_1 - \left[\int_{H=a}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH - \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH\right] - a. \quad (24)$$

Нетрудно видеть, что

$$\int_{H=a}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH - \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH = \int_{H=a}^{H_1} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH. \quad (25)$$

Окончательная формула для вычисления приведенных давлений в абсолютных отметках ($P_{прив.\ абс.}$) будет:

$$P_{прив.\ абс} = 0{,}1h_1\rho_1 - 0{,}1\left[\int_{H=a}^{H_1} \left(\frac{H}{a}\right)^{\frac{1}{b}} dH + a\right], \quad (26)$$

где $P_{прив.\ абс.}$ выражено в кгс/см², h, H и a — в м, ρ — в г/см³.

После решения интеграла $P_{прив.\ абс.}$ имеет вид:

$$P_{приз.\ абс} = 0{,}1h_1\rho_1 - 0{,}1\left[\frac{1}{a^{\frac{1}{b}}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{b}+1}\left(H_1^{\frac{1}{b}+1} - a^{\frac{1}{b}+1}\right) + a\right]; \quad (27)$$

или, упрощая формулу (27),

$$P_{прив.\ абс} = 0{,}1h_1\rho_1 - 0{,}1[m(H_1^{\frac{1}{b}+1} - C) + a], \quad (28)$$

где

$$m = \frac{1}{a^{\frac{1}{b}}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{b}+1}; \quad (29)$$

$$C = a^{\frac{1}{b}+1}; \quad (30)$$

h_1, ρ_1, a и b имеют те же значения, что и в формулах (21) и (22).

При обозначении

$$P_1 = m(H_1^{\frac{1}{b}+1} - C) + a \quad (31)$$

окончательное уравнение (26) для вычисления приведенных давлений можно представить в виде:

$$P_{прив.\ абс} = 0{,}1h_1\rho_1 - P_1. \quad (32)$$

Знак минус перед P_1 в формуле (32) обусловлен тем, что плоскость сравнения располагается выше плоскости замера величин H и ρ_1.

Исходя из уравнения (28), формула для вычисления приведенных давлений пластовых вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса будет иметь следующий вид:

$$P_{\text{прив. абс}} = 0{,}1h_1\rho_1 - 0{,}1[0{,}662(H_1^{1{,}0654} - 294{,}4) + 207{,}70], \tag{33}$$

где

$$m = \frac{1}{\frac{1}{a^b}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{b}+1} = \frac{1}{\frac{1}{207{,}7^{15{,}298}}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{15{,}298}+1} = 0{,}662;$$

$$C = a^{\frac{1}{b}+1} = 207{,}7^{\frac{1}{15{,}298}+1} = 294{,}4.$$

Вычисления $P_{\text{прив. абс.}}$ по формуле (33), сведенные в табл. 3, использованы при составлении карты пьезометрических поверхностей вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса и других по Русской платформе (см. рис. 30).

III. Оценка точности вычисления приведенных давлений имеет существенное значение. Поскольку в приведенной методике вычисление $P_{\text{прив. абс.}}$ основано на выводе корреляционного уравнения типа

$$\lg H = \lg a + b \lg \rho \text{ или } y = \lg a + bx,$$

важно оценить коэффициент корреляции.

Достоверность корреляционной связи между величинами H и ρ достаточно точно контролируется численной величиной коэффициента корреляции. Можно считать, что при $r > 0{,}75$ связь между этими величинами устойчивая, и полученное уравнение (17) пригодно для вычисления $P_{\text{прив. абс.}}$. При $r < 0{,}75$ степень этой связи уменьшается и проводить вычисление $P_{\text{прив. абс.}}$ по предлагаемой методике не рекомендуется.

Для проверки достоверности корреляционной связи можно применить также способ, основанный на оценке квадратичных отклонений.

Достоверность результатов измерения корреляционной связи зависит в значительной мере и от числа сопоставляемых наблюдений, которое нередко бывает ограниченно. Поэтому весьма полезным представляется измерение погрешностей вычисленного коэффициента корреляции на основе предлагаемых оценок ошибки коэффициента корреляции (Л. С. Каминский, 1963 и др.).

При большом числе наблюдений ($n \geqslant 100$, а r не близок к 1) формула средней ошибки составляет:

$$m_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \tag{34}$$

где n — число наблюдений, r — коэффициент корреляции.

При меньшем числе наблюдений

$$m_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}. \tag{35}$$

Численное значение m_r при большом числе наблюдений должно превышать среднюю ошибку не менее чем в 3 раза, т. е.

$$\frac{|r|}{m_r} \geqslant 3. \tag{36}$$

В нашем случае для рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса при $n < 100$:

$$m_r = \frac{1-r}{\sqrt{n-1}} = \frac{1-0{,}878^2}{\sqrt{40-1}} = 0{,}0366; \tag{37}$$

$$\frac{r}{m_r} = \frac{0{,}878}{0{,}0366} = 24. \tag{38}$$

Если численное значение r во много раз превышает среднюю ошибку, изучаемая теснота связи действительна и весьма заметна.

В случае малого числа наблюдений (<30) рассмотренные положения для оценки коэффициента корреляции неприменимы и степень надежности r лучше определять по соответствующей таблице Л. С. Каминского (1963).

Значение коэффициента корреляции всегда заключено между —1 и +1.

При r, равном +1 или —1, связь между сопрягаемыми величинами функциональная. Практически она не наблюдается, и r всегда представляет собой величину положительную при прямой связи и отрицательную — при обратной, заключенной между + 1 и —1, т. е.

$$+1>r>-1. \qquad (39)$$

Чем ближе r к 1, тем теснее связь. Отсутствие прямолинейной связи выражается нулем. По мнению ряда статистиков, величина r^2 более подходит для выражения тесноты связи, чем r, так как r_2 представляет собой часть общей колеблемости одной переменной, обусловленную колебаниями другой переменной. Так, при коэффициенте корреляции между плотностью воды и глубиной залегания горизонта $r=0{,}878$ ($r^2=0{,}771$) можно сказать, что $r^2=0{,}771$ показывает 77,1% изменчивости ρ от глубины горизонта, т. е. в 77,1% случаев плотность зависит от глубины, а в 22,9% — не зависит.

В заключение необходимо отметить, что описываемая методика не является идеально точным способом вычисления приведенных давлений пластовых вод. Действительно, отклонения точек от оптимальной кривой на графике зависимости плотности воды от глубины залегания водоносного горизонта иногда достигают значительных величин, хотя в среднем, согласно математическим критериям, допустимы. Следует оценить степень этого отклонения и определить, допустимо ли оно, если предположить, что величины плотности подземных вод определены с некоторой ошибкой и должны соответствовать значению ρ, установленному по оптимальной кривой, построенной по уравнению (2). Таким образом, предполагается, что приведенное давление будет правильно вычислено в том случае, если отклоняющаяся точка графика (см. рис. 2) при том же значении H, но каком-то новом значении плотности ρ_1, будет находиться на оптимальной кривой. Значение ρ_1 определяется по формуле:

$$\lg \rho_1^1 = \frac{\lg H - \lg a}{b}.$$

«Ошибка» в вычислении приведенных давлений находится по формуле:

$$\Delta = \frac{h_1\rho_1 - h_1\rho_1^1}{h_1\rho_1} \cdot 100\%.$$

Величина «ошибки» в этом случае не должна превышать 5,0—5,5%, т. е. при $\Delta>5{,}5\%$ приведенное давление подземных вод, вычисленное по описываемой методике, не может приниматься в расчет.

В рассмотренном выше примере по рифейско-вендско-нижнекембрийскому водоносному комплексу Русской платформы максимальные значения Δ достигают величины 4,82—5,26% (Порхов, Вязьма, Калуга). Очевидно, что «ошибка» при вычислении приведенных давлений по описанной выше методике является не абсолютной, а относительной и вполне допустима. Региональные карты пьезометрических поверхностей подземных вод водоносных комплексов Русской платформы хорошо согласуются с данными химического состава этих вод.

Глава IV

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Основой при оценке перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям является комплексный анализ существовавших в истории развития территории гидрогеологических обстановок, проводимый для выявления условий накопления и разрушения углеводородных соединений. Направление и масштабы миграции углеводородов определяются в значительной степени особенностями гидродинамики водонапорных систем, которые претерпевают неоднократные изменения.

Палеогидрогеологические исследования и нефтегеологическое районирование при выяснении формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений мы проводим на основе выделения нефтегазоносных водонапорных бассейнов в отдельные гидрогеологические циклы развития водонапорных систем.

Районирование территории на бассейны, определение их площади, границ распространения, выявление главных областей создания напора и поступления в коллекторы седиментационных вод из отложений, обогащенных органическим веществом, определение основных путей движения флюидов, а также проведение баланса элизионных и инфильтрационных водообменов на протяжение отдельных гидрогеологических циклов и пр. возможно лишь на основе восстановления существовавших по площади распространения комплексов палеопьезометров, палеопьезометрических поверхностей.

Пространственное распределение потенциальной энергии водонапорных систем во многом определяет направления миграции углеводородов, условия формирования их залежей.

Поля пластовой энергии возникают: при трансгрессиях — вследствие компрессии осадков в бассейнах седиментации и отжатия в пласты-коллекторы седиментационных флюидов (главным образом из глин); при регрессиях — в результате инфильтрации континентальных вод в областях размыва.

В первом случае гидродинамическая обстановка обусловливается появлением внутренних областей элизионного питания и создания напоров, соответствующих областям максимального прогибания и максимального развития глинистых пород в разрезе комплексов и ограничивающих их водоупоров.

Для воссоздания гидродинамики элизионного стока в общем виде можно воспользоваться уравнением неустановившегося движения подземных вод в конечных разностях, предложенным Г. Н. Каменским и преобразованным Ф. П. Самсоновым, Ю. М. Качаловым, Г. П. Якобсоном (1968) применительно к напорному потоку в условиях элизионного питания.

Для решения соответственно линейной (одномерной) и плановой (двухмерной) задач это уравнение выглядит следующим образом:

$$\Delta H = \frac{K}{M_{ср}\beta^*}\left[\frac{(M_1+M)(H_1-H)}{l_1(l_1+l_2)} - \frac{(M+M_2)(H-H_2)}{l_2(l_1+l_2)}\right]\Delta t + \frac{W\Delta t}{\beta^* M_{ср}}; \qquad (1)$$

$$\Delta H=\frac{K}{M_{ср}\beta^*}\left[\frac{(M_1+M)(H_1-H)}{l_1(l_1+l_3)}+\frac{(M_2+M)(H_2-H)}{l_2(l_2+l_4)}-\frac{(M+M_3)(H-H_3)}{l_3(l_1+l_3)}-\right.$$
$$\left.-\frac{(M+M_4)(H-H_4)}{l_4(l_2+l_4)}\right]\Delta t+\frac{W\Delta t}{\beta^* M_{ср}}, \qquad (2)$$

где ΔH — изменение напора подземных вод в элементе пласта за время Δt; K — коэффициент фильтрации; β^* — коэффициент упругоемкости пласта; W — модуль элизионного питания, равный количеству отжатых вод, поступивших на единицу площади пласта в единицу времени; $M_{ср}$ — средняя мощность водоносного пласта; M_1, M_2, M_3, M_4 — мощности пласта в различных точках элемента; H_1, H_2, H_3, H_4, H — напоры подземных вод в этих же точках; l_1, l_2, l_3, l_4 — расстояния между точками в элементе пласта.

В зависимости от граничных условий, возникающих в процессе геологического развития водоносных комплексов, можно представить несколько теоретических схем как частные случаи выведенных уравнений (1) и (2), в соответствии с которыми происходило формирование элизионного подземного стока в определенный период времени (Г. П. Якобсон, Ф. П. Самсонов, Ю. М. Качалов, 1970).

В условиях трансгрессий — элизионного этапа развития гидрогеологического цикла водонапорной системы коллекторы комплекса перекрываются непроницаемыми отложениями верхнего водоупора. В условиях сравнительной «запечатанности» комплекса напор в любой точке теоретически определяется из уравнения:

$$H=\frac{W\Delta t}{\beta^* M_{ср}}. \qquad (3)$$

Следует иметь в виду, что напор не может превышать геостатического давления $H_г$ в данной точке. Так как величина $\beta^* M_{ср}$ мала (порядка $n\cdot 10^{-4}$), гидростатический напор очень быстро достигает величины, соответствующей геостатическому давлению. Для образования H, равного $H_г$, достаточен объем седиментационных вод ($W\Delta t$) порядка нескольких процентов от общего их количества, отжимаемого из глин при данных геостатических нагрузках. Как показывают расчеты напоров и расхода потока по схеме полузакрытого пласта, моделирующей в первом приближении относительно закрытые водонапорные системы, уменьшение напоров элизионного потока в этом случае за счет создания депрессий в очагах разгрузки существенно отстает от их возрастания в процессе формирования упругого запаса седиментационных вод (при их отжатии и поступлении в коллекторские горизонты). Следовательно, в первом приближении гидростатические давления в каждой точке седиментационной системы можно считать равными геостатическим и вычислять их на основании данных по мощности и объемному весу перекрывающих пород.

Исходя из изложенного выше, напоры пластовых вод, приведенные к нулевой плоскости сравнения, за которую принимается уровень дна морского бассейна, можно определить по формуле:

$$H=\sigma M_{пр}-M_{пр}=M_{пр}(\sigma-1), \qquad (4)$$

где $M_{пр}$ — мощность пород, перекрывающих водоносный комплекс к концу определенного промежутка времени; σ — средний объемный вес породы.

Следует отметить, что приведенные напоры, вычисляемые по формуле (4) будут условными (УПН). Не давая точной величины пьезометрических уклонов потока, они отражают изменение потенциальной энергии в пласте и по существу определяют направление перемещения седиментационных вод.

Таблица 4

Расчет приведенных напоров подземных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса

№№ п/п	Местоположение и номер скважин	Высота столба воды (h_1), м	Плотность воды (ρ_1), г/см³	$\frac{h_1 \cdot \rho_1}{10}$	$H_1^{1,0654}$	$H_1^{1,0654} - 294,4$	$(H_1^{1,0654} - 294,4) \cdot 0,662$	$P_1 = 0,1 \cdot 0,662 \cdot (H_1^{1,0654} - 294,4) + 207,7$	$P_{пр} = \frac{h_1 \cdot \rho_1}{10} - P_1$, кгс/м	$H_{пр}$, м ($\rho_1 = 1$)
1	Бауска	1098,5	1,07	117,54	1671,7	1377,3	911,7	111,95	+5,59	+55,92
2	Бородулино	2747,0	1,18	324,14	4624,9	4330,5	2866,8	307,45	+16,70	+166,97
3	Валдай	1347,6	1,13	152,28	2085,1	1790,7	1185,4	139,31	+12,97	+129,65
4	Вильнюс	524,8	1,02	53,74	591,9	297,5	196,9	40,46	+13,28	+132,75
5	Выхма	397,0	1,00	39,7	—	—	—	—	+4,7	+47,30
6	Вязьма	768,8	1,14	87,72	1061,3	766,9	507,7	71,54	+16,18	+161,81
7	Гатчина, скв. 7-г.	352,4	1,01	35,49	460,4	166,0	109,9	31,76	+3,73	+37,28
8	Глазов	2055,0	1,18	242,90	3367,6	3073,2	2034,5	224,22	+1 8,6	+186,85
9	Городок	812,5	1,08	87,75	1086,7	792,3	524,5	73,22	+14,53	+145,30
10	Дрисса	610,0	1,03	62,62	709,2	414,8	274,6	48,23	+14,39	+143,86
11	Зубова Поляна	1306,0	1,11	144,71	1953,7	1659,3	1098,5	130,62	+14,09	+140,89
12	Зубцов	1169,5	1,17	137,07	1830,9	1536,5	1017,2	122,49	+14,58	+145,79
13	Калуга, скв. 2	1035,2	1,05	108,18	1387,7	1093,3	723,8	93,15	+15,03	+150,32
14	Коноша	817,4	1,07	87,46	1144,5	850,1	526,8	77,05	+10,42	+104,15
15	Котлас	1517,4	1,17	176,78	2445,7	2151,3	1424,2	163,19	+13,59	+135,91
16	Краснодудово (Локно)	505,0	1,06	53,33	604,5	310,1	205,3	41,30	+12,03	+120,29
17	Крестецкая	944,9	1,11	105,17	1371,1	1076,7	712,8	92,05	+13,12	+131,20
18	Ленинград	202,0	1,00	20,21	278,3	—16,1	—10,7	19,70	+0,54	+5,36
19	Минск	425,3	1,02	43,30	327,2	32,8	21,7	22,95	+20,35	+203,48
20	Невель	535,3	1,06	56,53	634,5	340,1	225,2	43,29	+13,24	+132,43
21	Обозерская	512,9	1,00	51,44	614,3	319,9	211,8	41,95	+9,50	+94,97
22	Олонец	116,4	1,00	11,69	138,9	—155,5	—102,9	10,48	+1,22	+12,22
23	Ольково	208,0	1,00	20,88	254,0	—40,4	—26,7	18,10	+2,79	+27,87
24	Пестово	1388,8	1,14	159,57	2222,8	1928,4	1276,6	148,43	+11,14	+111,43
25	Пинега	243,1	1,02	24,72	296,0	1,6	1,1	20,88	+3,85	+38,47
26	Поварово	1543,7	1,17	180,61	2466,4	2172,0	1437,	164,56	+16,06	+160,57
27	Порхов	857,0	1,04	88,79	1133,4	839,0	555,4	76,31	+12,47	+124,73
28	Приенай	839,0	1,07	89,86	1182,7	888,3	588,1	79,58	+10,28	+102,82
29	Плявинас	1000,0	1,08	108,1	1442,5	1148,1	760,0	96,78	+11,33	+113,26
30	Редкино	1466,0	1,15	169,32	2306,7	2012,3	1332,1	153,99	+15,34	+153,39
31	Ряжск	931,2	1,11	103,36	1327,9	1033,5	684,1	89,19	+14,18	+141,75
32	Сиверская	420,6	1,01	42,40	558,8	264,4	175,03	38,27	+4,12	+41,23
33	Сердобская	1694,0	1,15	194,30	2685,5	2391,1	1582,9	179,06	+15,24	+152,41
34	Смоленск, скв. 2	1036,3	1,10	113,79	1481,2	1186,8	785,7	99,34	+14,46	+144,55
35	Солигалич	1886,0	1,21	227,26	3224,9	2930,5	1939,9	214,77	+12,49	+124,94
36	Сулинская, скв. 7	1615,0	1,19	195,62	2714,9	2420,5	1602,4	181,01	+14,62	+146,16
37	Сырьяны, скв. 6	2141,5	1,16	283,21	3953,5	3659,1	2422,3	263,00	+20,21	+202,12
38	Сысола, скв. 1	1718,0	1,13	193,80	2685,5	2391,1	1582,9	179,06	+14,74	+147,39
39	Сясьстрой	345,0	1,00	34,50	—	—	—	—	+2,56	+25,60
40	Усть-Пинега	803,0	1,00	88,33	1202,4	908,0	601,1	80,88	+7,45	+74,50

В формуле (4) средний объемный вес (σ) выбирается по осредненным данным регионального исследования физических свойств пород того или иного бассейна. Для древних платформ (типа Русской) эта величина колеблется в пределах 2,45-- 2,55 г/см³ в зависимости от типа разреза. В случае какой-либо одной определенной территории во избежание погрешностей величину среднего объемного веса для вычисления H по формуле (4) необходимо сохранять постоянной.

По значениям условных приведенных напоров (H) путем интерполяции строят карты поверхностей условных напоров (палеогидродинамические карты). На них отображают области создания напоров элизионного потока (палеопьезомаксимумы), области минимальных напоров (палеопьезоминимумы), направления движения седиментационных вод.

При палеогидрогеологических реконструкциях важную роль играет определение водного питания водоносных комплексов на элизионных этапах развития за счет уплотнения глинистых осадков. Расход элизионного потока определяется общим объемом отжатых вод, поступающих в коллекторские горизонты в определенный промежуток времени. Вследствие этого палеогидродинамические карты следует сопровождать картами объемов отжимаемых седиментационных вод. Для Русской платформы вычисление объемов отжатых седиментационных вод производилось с использованием методики И. И. Нестерова (1965) по таблице уплотнения глин. Последняя была рассчитана Ю. М. Качаловым на основании материалов по изменению пористости глинистых пород с глубиной на территории центральных и восточных областей платформы (табл. 1). Карты условных напоров и объемов отжатых вод можно совместить: значения напоров показываются изолиниями, объемы отжимаемых вод (м³/м²) — полями различной градации.

Для примера произведем расчет уплотнения глинистых осадков и количества отжатых седиментационных вод (в м³/м², площади) из глинистых отложений средне-верхнедевонского водоносного комплекса (эйфельский+живетский+пашийский горизонты) в скв. 1 Домосейкинской площади (Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн). Расчеты производились по состоянию на конец саргаевского, среднефранского, малиновского, намюрского и нижнепермского времени. Для этого потребовались следующие данные: мощность средне-верхнедевонского водоносного комплекса, залегающего на кристаллическом фундаменте,—139 м; суммарная мощность глинистых пород комплекса, подсчитанная по каротажной диаграмме, — 68 м; мощность верхнедевонского водоупора (кыновские+саргаевские отложения) — 46 м. Средне-верхнедевонский водоносный комплекс в Домосейкинской скв. 1 перекрывала толща мощностью: на конец саргаевского времени — 46 м, среднефранского — 115 м, малиновского — 559 м, намюрского —881 м и нижнепермского —1563 м. Общий объем седиментационных вод складывается из объемов вод, отжимающихся из глинистых прослоев внутри самого водоносного комплекса, и частично из объемов вод, поступающих из глин перекрывающего водоупора.

Для расчетов по таблице уплотнения глин суммарную мощность глинистых осадков (68 м) помещают в середину интервала распространения водоносного комплекса (в данном случае 139 м) — $\frac{139-68}{2}=35$ м. На конец саргаевского времени глины комплекса (по современным мощностям) располагаются в интервале 81 (46+35)—149 (81+68) м. Величина «исчезнувшей» мощности (по табл. 1) на глубине 149 м равна 5,07 м, на глубине 81 м — 1,50 м (для удобства таблица проинтерполи-

рована через 1 м). Разница 5,07—1,50=3,57 м³/м² будет равна количеству отжатых седиментационных вод, поступивших в средне-верхнедевонский водоносный комплекс на конец времени отложения верхнедевонского водоупора. Глины верхнего водоупора не учитывались, так как все воды из них поступали в бассейн седиментации. На конец среднефранского времени глины комплекса размещаются в интервале 150 (115+35)—218 (150+68) м. Соответственно общее количество отжатых вод составит 10,84—5,13=5,71 м³/м². Здесь уже необходимо учитывать поступление седиментационных вод из нижней части глинистых пород перекрывающего верхнедевонского водоупорного комплекса. Граница фильтрации вверх и вниз из пласта глин, залегающего между двумя водоносными комплексами, рассчитывалась по приближенной формуле Ю. В. Мухина (1964):

$$h = m\frac{H}{2H-m},$$

где H — глубина залегания глинистого пласта; m — мощность глинистого пласта; h — глубина поверхности раздела фильтрации вверх и вниз от кровли пласта.

При большой глубине залегания пласта глин (превышающей его мощность в 10 раз и более) эта граница проводилась в середине пласта.

Для выбранного примера при H = 69 (115—46) м:

$$h = 46\frac{69}{138-46} = 34 \text{ м},$$

т. е. в средне-верхнедевонский водоносный комплекс вода поступает лишь из нижних 12 м водоупора, а из остальной 34-м толщи она мигрирует в залегающий выше водоносный комплекс.

Количество седиментационных вод, отжатых из верхнего водоупора к концу среднефранского времени, составило (в интервале 115—103 м) 3,02—2,42=0,60 м³/м². Общий объем их равен 5,71+0,60=6,31 м³/м². С конца саргаевского до конца среднефранского времени в проницаемые отложения комплекса поступило 2,74 (6,31—3,57) м³/м² седиментационных вод.

На конец малиновского времени общий объем отжатых седиментационных вод в Домосейкинской скв. 1 будет складываться из двух величин: из воды глинистых прослоев внутри комплекса, находящейся в интервале 594 (559+35)—664 (594+68) м, количество которой составляет 100,60—80,51=20,09 м³/м², и воды из глин верхнего водоупора (граница фильтрации вверх и вниз проводится в средней части пласта) в интервале 559—536 (559—23) м, в количестве 71,30—65,54=5,76 м³/м², или всего 25,85 м³/м².

На конец намюра и нижней перми объем отжатых седиментационных вод рассчитывают аналогичным образом. В конце намюра глины комплекса размещались в интервале 916 (881+35)—984 (916+68) м, а количество седиментационных вод составляло 216,47—189,71=26,76 м³/м². Соответственно из глин верхнего водоупора, располагающихся на глубинах 881—858 (881—23) м, к этому времени было отжато 176,27—167,56=8,71 м³/м², или в сумме в водоносный комплекс поступило 35,47 м³/м², в том числе в течение II седиментационного этапа: 35,47—25,85=9,62 м³/м².

На конец нижней перми объем отжатых седиментационных вод складывается из вод глинистых отложений комплекса в интервале 1598 (1563+35)—1666 (1598+68) м в количестве 521,05—488,25= 32,80 м³/м² и вод глинистых пород верхнедевонского водоупора объемом

471,50—460,60=10,90 м³/м² при глубине залегания глин 1563—1540 (1563—23) м.

Итого к концу нижней перми из глинистых осадков средне-верхнедевонского водоносного комплекса и ограничивающего его верхнего водоупора в проницаемые отложения поступило в общей сложности 43,70 м³/м² седиментационных вод, из них в течение III седиментационного этапа: 43,70—35,47=8,23 м³/м². Естественно, что при наличии подстилающих водоупорных отложений необходимо учитывать поступление седиментационных вод и из них по методике, изложенной выше для верхнего водоупора.

С точки зрения выяснения условий, благоприятных для нефтенакопления, наибольшего внимания заслуживают основные и особенно промежуточные (располагающиеся на путях движения седиментационных вод) устойчивые во времени палеопьезоминимумы и районы значительного перепада уклонов условной пьезометрической поверхности элизионного потока, где на древних этапах развития нефтегазоносных бассейнов резко изменялись термодинамические условия.

Глава V

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОЗДАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР РЕЖИМНОЙ СЕТИ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

В связи с поисками, разведкой и эксплуатацией промышленных, минеральных и термальных вод нефтяных и газовых месторождений, а также в связи с использованием подземных вод в качестве минерального и химического сырья, закачки в глубокие водоносные горизонты промышленных отходов, созданием искусственных подземных газохранилищ и решением многих других вопросов возникла необходимость изучения гидрогеологических условий, и в частности, динамики и режима подземных вод на больших глубинах от поверхности Земли.

Гидрогеологические условия глубоких водоносных горизонтов, режим подземных вод, закономерности их движения, физико-химические процессы, протекающие в них, условия формирования и разрушения нефтяных и газовых месторождений и другие проблемы, изучение которых связано с глубоко залегающими водоносными горизонтами, являются крайне слабо исследованными.

Отмеченное выше возрастание практического значения глубоких водоносных горизонтов ставит на повестку дня организацию систематического и разностороннего их изучения. Огромные масштабы глубинного бурения, проводящегося в нашей стране, могут дать материал для познания условий формирования подземных вод глубинных частей земной коры. Однако технология глубокого бурения далеко не всегда позволяет достаточно детально опробовать все проходимые водоносные горизонты. Более того, непродуктивные скважины тампонируются и ликвидируются, в связи с чем исчезает возможность проведения на них дальнейших гидрогеологических исследований.

Использование таких скважин поможет решить ряд задач.

1. Выявление основных расчетных гидрогеологических параметров водоносных горизонтов (коэффициентов пьезопроводности, водопрово-

димости, напоров, расходов, вязкости, плотности и др.) и характеристика их изменений во времени и пространстве как в естественных, так и в искусственных условиях под влиянием эксплуатации промышленных, минеральных, термальных вод и месторождений нефти и газа.

2. Установление взаимосвязи отдельных водоносных горизонтов и составление прогнозов изменений режима подземных вод в результате деятельности человека.

3. Характеристика геохимических изменений, связанных с эксплуатацией промышленных, минеральных, термальных вод, нефтяных и газовых месторождений и с закачкой в водоносные горизонты промышленных стоков, воды и газа. Оценка воздействия этих изменений на зону активного водообмена (на запасы пресных подземных вод, изменения их границы с солеными водами и пр.) и на формирование и разрушение нефтяных и газовых месторождений. В связи с этим наблюдения за режимом глубоких водоносных горизонтов должны быть увязаны, а в ряде случаев совмещены с наблюдениями за режимом подземных вод основных водоносных горизонтов, используемых для водоснабжения.

4. Установление степени взаимовлияния при эксплуатации отдельных нефтяных и газовых месторождений. Депрессионные воронки, развивающиеся под влиянием эксплуатации этих месторождений, распространяются на огромные расстояния, измеряемые десятками — сотнями километров. Оценить размеры этих расстояний, установить влияние снижений напоров при эксплуатации одного месторождения на другие эксплуатируемые, разведочные и даже на перспективные участки важно как с научной, так и с практической точек зрения. Значительный интерес представляют наблюдения за динамикой и режимом подземных вод между эксплуатируемыми месторождениями и в другом отношении. Неравномерная эксплуатация месторождений нефти приводит к миграции ее из одного месторождения в другое.

5. Изучение естественного режима вод глубоких водоносных горизонтов и установление влияния вскрытия этих горизонтов скважинами на изменения напоров, химического и газового состава вод (например, за счет дегазации подземных вод и т. д.); установление основных факторов, формирующих режим глубоких водоносных горизонтов.

Особый интерес представляет изучение режима вод глубоких водоносных горизонтов в районах современных геосинклинальных областей с целью выявления неизученных глубинных режимообразующих факторов, связанных с процессами, происходящими внутри Земли. Режим гейзеров, вулканов, землетрясений и других проявлений внутренней жизни Земли не может не сказаться на режиме подземных вод глубоких водоносных горизонтов и в первую очередь на напорах, режиме температур, газового и химического состава подземных вод в этих районах. Установление корреляционных связей режима подземных вод с глубинными факторами позволит в дальнейшем прогнозировать время и силу извержения вулканов и землетрясений, поможет глубже разобраться в процессах внутренней жизни Земли и т. д.

Изучение естественного режима глубоких водоносных горизонтов платформенных областей с кажущимися «стабильными» условиями водообмена должно быть направлено на исследование физико-химических процессов, происходящих в водоносных горизонтах (диффузионных, гравитационных и др.), а также вертикальных движений подземных вод.

6. Составление или уточнение региональных карт распределения напоров, установление скоростей движения подземных вод, химического состава, температур и т. д. для целей оценки территорий с точки зрения

их перспективности на нефть и газ, промышленные, минеральные и термальные воды.

7. Использование скважин для целей гидроразведки, «прослушивания» водоносных горизонтов и т. д.

8. Проведение различных опытных и экспериментальных исследований по применению новой аппаратуры для изучения глубинной гидродинамики и других задач, для усовершенствования методов гидрогеологических и других видов опробования глубоких водоносных горизонтов. Исследования по определению скоростей и направлений движения подземных вод методом изотопов, а также определения размеров и скоростей перетекания подземных вод из одного водоносного горизонта в другой тем же методом.

В свете целей и задач гидрогеологических исследований в глубоких водоносных горизонтах все выявленные непродуктивные скважины, обсаженные трубами, можно разделить на две основные группы.

I. Гидрогеологические скважины, предназначенные для систематических регулярных исследований.

II. Резервные гидрогеологические скважины, предназначенные для возможных спорадических исследований, постановки отдельных экспериментов и других задач, не предусмотренных общими программами исследований.

Из первой группы гидрогеологических скважин проектируется создание: 1) опорной региональной наблюдательной сети гидрогеологических скважин и 2) местной (локальной) наблюдательной сети.

Региональная наблюдательная сеть должна быть государственной, межведомственной, решающей общие задачи характеристики режима, динамики и гидрохимии подземных вод водонапорных систем в целом. Цель создания этой сети скважин — осветить закономерности режима и динамики глубоких водоносных горизонтов в естественных условиях, а также охарактеризовать степень развития нарушенного режима подземных вод по площади, оценить условия взаимодействия разработок отдельных месторождений промышленных, минеральных, термальных вод, нефти и газа и т. д.

Местная локальная наблюдательная сеть должна быть ведомственной, помогающей решать конкретные задачи эксплуатации данного месторождения нефти, газа, промышленных, минеральных или термальных вод. Скважины этой сети, в частности, могут использоваться для определения расчетных гидрогеологических параметров, наблюдения за перемещением контактов нефть — вода, газ — вода, оценки эффективности проводимого законтурного заводнения, оценки запасов промышленных, минеральных или термальных вод, составления прогнозов режима, истощения запасов или разубоживания указанных месторождений подземных вод и т. д.

Скважины первой группы создаются для наблюдений в течение длительного времени, а скважины второй группы, в зависимости от стоящих перед ними задач, могут быть ликвидированы после решения этих задач. Несмотря на разную направленность этих двух групп скважин, наблюдения по ним тем не менее должны тесно увязываться между собой, так как региональная сеть предназначена также и для оценки взаимовлияния разработок наиболее крупных и наиболее интересных месторождений, каждое из которых в отдельности изучается местной сетью.

Принципы размещения наблюдательных скважин региональной и локальной сетей различны. Региональная наблюдательная сеть по территории Русской платформы (рис. 4) выбиралась из пробуренных, бурящихся и проектируемых скважин с таким расчетом, чтобы по возможно-

сти равномерно осветить режим продуктивных глубоко залегающих водоносных горизонтов, начиная от областей питания, до областей разгрузки по всей водонапорной системе в целом с учетом основных геологических, структурных и гидрогеологических особенностей территории.

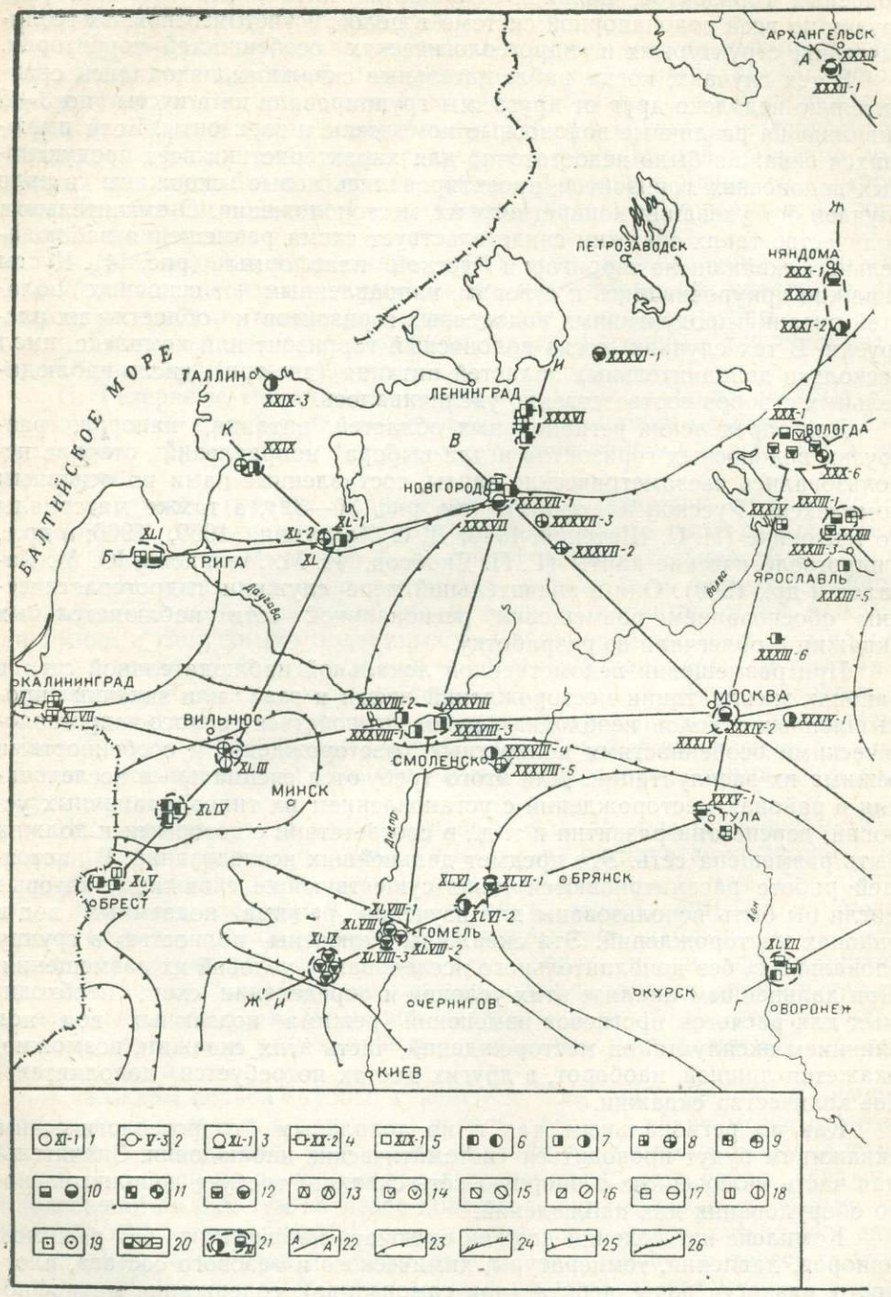
В тех случаях, когда наблюдательные скважины находились сравнительно недалеко друг от друга, мы группировали их в кусты по 3—5 скважин на различные водоносные комплексы и горизонты. Если имеющихся скважин было недостаточно для характеристики всех продуктивных водоносных горизонтов, проектировались новые скважины в ряде случаев без указания конкретного их местоположения. О значительном количестве таких скважин свидетельствует схема размещения наблюдательных скважин на территории Русской платформы (рис. 4). Кусты скважин приурочивались к створам, направленным от основных областей питания продуктивных водоносных горизонтов к областям их разгрузки. В тех случаях, когда водоносный горризонт или комплекс имел несколько дополнительных областей питания (две-три), число наблюдательных створов соответственно увеличивалось.

Для определения региональных областей питания, напоров, разгрузки водоносных горизонтов и для выбора направлений створов использовались пьезометрические карты, составленные нами по основным комплексам Русской платформы (см. рис. 30—32), а также материалы по тектонике (Н. С. Шатский, 1946; Д. С. Халтурин, 1959, 1966; и др.), гидрогеологические карты (Г. П. Якобсон, И. М. Меликова, Ю. М. Качалов и др., 1963). Они в значительной мере служили гидрогеологическим обоснованием размещения региональной сети наблюдательных скважин и облегчали ее разработку.

При размещении ведомственной локальной наблюдательной сети в районах эксплуатации месторождений нефти и газа или закачки промышленных отходов необходимо руководствоваться геолого-гидрогеологическими особенностями конкретных месторождений и особенностями режима их эксплуатации. Для этого требуются специальные исследования в районах месторождений с установлением их типов, граничных условий, перспектив развития и т. д., в соответствии с которыми и должна быть размещена сеть. Это предмет дальнейших исследований. В настоящей работе рассматриваются лишь существующие скважины, которые могли бы быть использованы для изучения режима подземных вод в районах месторождений. Эти скважины включены полностью в группу «локальных» без дополнительного исследования условий их размещения. При дальнейшем анализе этих условий и определении схем, необходимых для расчетов прогнозов изменений режима подземных вод под влиянием эксплуатации месторождений, часть этих скважин, возможно, окажется лишней, наоборот, в других местах потребуется дополнительное количество скважин.

Как по региональным, так и по локальным гидрогеологическим скважинам будут проводиться систематические наблюдения. Значительная часть включенных в опорную сеть скважин требует дополнительного оборудования для наблюдений.

Комплекс наблюдений должен включать наблюдения за режимом напоров, давлений, температуры, химического и газового состава, плотности, вязкости воды, дебита (при самоизливе), содержания микрофлоры и растворенного органического вещества, а также радиологические и спектрографические измерения. Состав и сроки производства наблюдений будут определяться гидрогеологическими особенностями той или иной территории и требованиями, предъявляемыми к этим исследованиям со стороны заинтересованных в них ведомств и организаций.



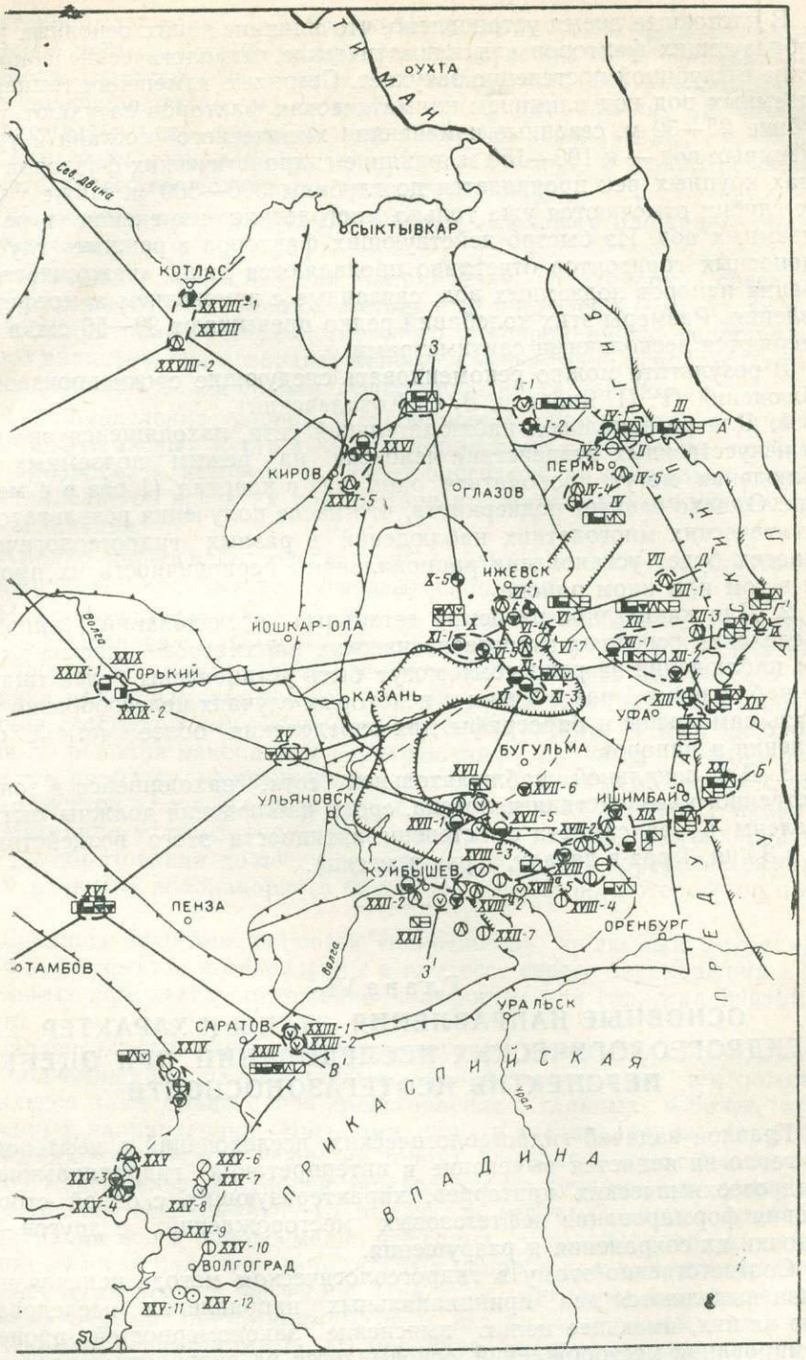


Рис. 4. Схема региональной сети наблюдательных скважин Русской платформы.

Региональные наблюдательные скважины (номера условные):
1—пригодны для исследований, *2*—требуют восстановительных работ, *3*—нуждаются в проверке техничес фундамента, *7*—на Rf-V-Cm_1 водоносный комплекс, *8*—на Cm_2-D_2 водоносный комплекс, *9*—на D_2 водонос упорный комплекс (II типа), *12*—на D_3-C_1 водоносный комплекс, *13*—на C_1 водоносно-водоупорный ком водоносный комплекс, *17*—на P_1 водоносно-водоупорный комплекс, *18*—на P_2 водоносный комплекс, *19*—на Mz наблюдательных скважин из числа проектируемых; *21*—куст региональных наблюдательных скважин и его складчатого Урала; *25*—граница Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины; *26*—граница Камско-кого состояния, *4*—находятся в испытании, *5*—проектные, *6*—на водоносные отложения кристаллического но-водоупорный комплекс (*11* типа), *10*—на D_2-D_3 водоносный комплекс, *11* — на D_3 водоносно-водо плекс, *14*—на C_1-C_2 водоносный комплекс, *15*—на C_2 водоносно-водоупорный комплекс, *16*—на C_2-C_3-P_1 водоносный комплекс, *20*—на различные водоносные комплексы, предлагаемые для включения в кусты номер; *22*—линии профилей наблюдательных скважин; *23*—границы тектонических структур; *24*—граница Кинельской впадины.

В настоящее время установлено, что влияние таких основных режимообразующих факторов как климатические, гидрологические и биологические с глубиной постепенно затухает. Сезонные изменения температур подземных вод под влиянием климатических факторов затухают уже к глубине 25—30 м, сезонные изменения химического состава и уровня подземных вод — к 100—150 м, влияние гидрологических факторов в долинах крупных рек проявляется до глубины 300—500 м. Ниже указанных глубин отмечаются уже только многолетние изменения в режиме подземных вод. Из быстро действующих факторов в режиме глубоких водоносных горизонтов отчетливо проявляются лишь «кажущиеся» колебания напоров подземных вод, связанные с изменением атмосферного давления. Размеры этих колебаний редко превышают 30—50 см, а чаще измеряются несколькими сантиметрами.

В результате можно рекомендовать следующие сроки производства наблюдений (Г. П. Якобсон, В. С. Ковалевский).

1. Для региональной наблюдательной сети, находящейся вне влияния искусственных воздействий человека на режим подземных вод, наблюдения могут проводиться один раз в квартал (1 раз в 4 мес.) и реже. Однако следует подчеркнуть, что после получения результатов систематических многолетних наблюдений в разных гидрогеологических областях будет установлена рациональная периодичность их проведения в том или ином районе.

2. Для каких-либо разовых детальных исследований (например, определения основных гидрогеологических параметров пластов по данным наблюдений за режимом) могут быть установлены более тщательные наблюдения 1 раз в 3 дня; в некоторых случаях целесообразно установить самописцы и барографы для определения более четкой связи давления и напоров.

3. Для локальной наблюдательной сети, находящейся в зоне искусственного воздействия человека, сроки наблюдений должны быть определены в зависимости от степени активности этого воздействия (1 раз в 3 дня, 1 раз в декаду, 1 раз в месяц).

Глава VI

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ, ЭТАПЫ И ХАРАКТЕР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Главной задачей гидрогеологических исследований в нефтепоисковой геологии является выяснение и интерпретация гидродинамических и гидрогеохимических критериев, характеризующих, с одной стороны, условия формирования нефтегазовых месторождений, с другой — обстановки их сохранения и разрушения.

Соответственно этому в гидрогеологическом методе поисков нефти и газа выделяются два принципиальных направления исследований. Одно из них, имеющее целью выяснение закономерностей процессов формирования месторождений, основывается на разработке палеогидрогеологических и в первую очередь палеогидродинамических реконструкций, позволяющих воссоздать гидрогеологическую обстановку зарождения и последовательного развития водонапорной системы с ее древними благоприятными и неблагоприятными для генерации, миграции и накопления нефтяных углеводородов условиями.

Второе направление гидрогеологического прогноза при поисках нефтегазовых месторождений базируется на изучении их проявлений в современных гидродинамической и гидрохимической обстановках на стадиях завершающегося образования (доформирования на молодых платформах) и разрушения данных полезных ископаемых, т. е. на анализе комплекса современных гидродинамических и гидрохимических показателей нефтегазоносности недр территории.

Оно обычно применяется при оценке отдельных площадей, локальных участков.

В настоящее время эти два направления мы широко сочетаем с разработкой соответствующих методик и проведением на одних и тех же площадях палеогидрогеологического и современного гидрогеологического анализов, что позволяет наиболее эффективно использовать гидрогеологический метод оценки нефтегазоносности районов.

Для определения условий и особенностей формирования и размещения нефтегазовых месторождений территории совершенно необходимо анализировать историю ее гидрогеологического развития, получить представление об аспектах воздействия подземных вод на углеводородные соединения.

Именно палеогидрогеологический анализ должен способствовать выявлению зон крупных нефтегазовых скоплений.

Нами акцентируется внимание на рассмотрении движения седиментационных вод как механизма переноса нефтяных углеводородов в водорастворенном состоянии. Выше подчеркивалось, что направление перемещения вод указывает также путь миграции углеводородов, происходящей в свободном или газоконденсатном состоянии, от мест их образования до районов накопления и разрушения. К числу кардинальных вопросов проблемы формирования и сохранения нефтегазовых скоплений относятся вопросы, связанные с определением основных направлений миграции углеводородов. Очевидно, что «путь» углеводородов от мест их образования до мест разрушения во многом определяется характером развития водонапорного бассейна, в пределах которого он проходит.

Границы бассейна являются «конечными» полюсами миграции, к которым стремятся углеводороды в процессе своего перемещения в продуктивных комплексах отложений платформы или горноскладчатой области.

Палеогидродинамические реконструкции движения седиментационных подземных вод на элизионных этапах водообмена в отложениях комплекса дают объективное представление о главных и более второстепенных направлениях миграции вод и углеводородов (с учетом геохимии органического вещества пород). Очевидно, что от основных палеозон максимальных напоров определенными путями (при учете распространения перекрывающего коллектор нефтеводоупора) происходила миграция вод и одновременно нефтяных углеводородов в направлении основных палеозон минимальных напоров краевых, контурных частей нефтегазоносных бассейнов. При этом миграция вод осложнялась промежуточными пьезоминимумами и пьезомаксимумами, часто обусловленными структурами II, III порядков, разломами, литологическими особенностями (гидрогеологическими окнами и пр.). С точки зрения нефтенакопления важно учитывать располагающиеся вблизи районов максимальных напоров районы сравнительно пониженных напоров, так как в эти первые ловушки будут попадать углеводородные соединения, в конечном итоге мигрирующие в сторону краевых частей бассейнов — в

основные зоны палеоминимумов. Наличие в водоносном комплексе локальных площадей с минимальными напорами седиментационных вод в сочетании с расположением на этих участках структурных, литологических и стратиграфических ловушек обусловливает наиболее благоприятные условия образования скоплений нефти и газа.

Выяснение палеогидродинамических особенностей бассейна позволяет судить и о масштабах водообмена (количестве отжимаемых седиментационных вод в то или иное время в его различных частях) в отложениях комплексов. Это способствует определению количества переносимых органических соединений и выявлению зон окислительно-восстановительных условий.

Какие же гидрогеологические особенности, игравшие первоочередную роль в формировании и сохранении (разрушении) нефтегазовых месторождений в пределах самого бассейна, необходимо выяснить при палеогидрогеологическом анализе его развития? Формирование и размещение нефтегазовых месторождений во многом определяется следующими палеогидрогеологическими условиями и факторами.

1. Время образования бассейна, его возраст (подчеркивается время возникновения в нем водонапорного режима).

2. Пределы распространения бассейна — его площадь и стабильность границ в отдельные этапы развития.

3. Разновидность геолого-гидрогеологического сложения бассейна в отдельные этапы развития — типы составляющих его гидродинамических (водонапорных) систем: платформенная, горноскладчатая, геосинклинальная. Их удельная значимость в составе бассейна.

4. Строение (скелет) водонапорного бассейна в процессе его развития. Наличие и степень выдержанности региональных и локальных водоупоров и водоносных комплексов-коллекторов.

5. Количество гидрогеологических циклов (элизионный+инфильтрационный этапы) в развитии бассейна; продолжительность каждого из них.

6. Гидродинамическая связь со смежными бассейнами в отдельные гидрогеологические циклы (в целом и по отдельным комплексам отложений).

7. Гидродинамическая закрытость коллекторов. Степень и зоны различной гидродинамической связи между смежными водоносными комплексами.

8. Характер и особенности в распределении палеопьезометров или строении палеопьезометрической поверхности на элизионном и инфильтрационном этапах отдельных гидрогеологических циклов бассейна.

Масштабы развития и положение главных и дополнительных областей создания напоров, аномалий-максимумов за счет напоров смежных комплексов (подтока флюидов), границ — краевых районов бассейна на основании максимумов на инфильтрационном этапе.

Площадь и положение основных и дополнительных областей минимальных напоров (минимумов), границ — краевых районов бассейна на основании минимумов на элизионном этапе, аномалий-минимумов за счет перетока в смежные комплексы или разгрузки.

Основные пути (направления) движения флюидов на элизионных этапах (выявляемые на базе палеопьезометров и составления схем-карт палеопьезометрических поверхностей).

Степень осложненности и «морфологии» (закрытые, полураскрытые, округлые и пр. «формы» максимумов и минимумов) палеопьезометрической поверхности, особенно для элизионного этапа.

9. Распределение по площади бассейна трех характерных зон условий формирования, накопления и разрушения нефти и газа:

а) зоны наиболее ранней и полной отдачи углеводородных соединений отложениями бассейна, соответствующей центральным прогнутым частям бассейна;

б) зоны конечного приема и разрушения нефти и газа (краевые области бассейна);

в) зоны основного формирования — накопления и сохранения месторождений нефти и газа (располагается между первой и второй зонами), наиболее благоприятной для накопления и сохранения залежей (при соответствующих структурных условиях, региональных водоупорах и гидродинамических обстановках).

Важно учитывать расстояние между зоной наиболее ранней и полной отдачи углеводородных соединений и зоной конечного их приема — разрушения. Благоприятны для формирования месторождений большие интервалы между ними. В ряде случаев для отдельных частей бассейна «неизометрической» формы вместо трех зон выделяются три типа его участков на основании аналогичных принципов.

10. Степень сложности пьезометрической поверхности зоны основного накопления и сохранения месторождений нефти и газа (III зоны). Наличие, расположение и формы пьезометрических минимумов на основных направлениях движения седиментационных вод (в основном на элизионных этапах).

Особо благоприятны в отношении перспектив участки III зоны, сильно осложненные пьезометрическими минимумами (закрытой округлой формы и полураскрытой, обращенной своим раструбом в сторону основных путей перемещения флюидов). Также благоприятны промежуточные участки, расположенные между минимумами этой зоны и максимумами первой зоны (ранней отдачи углеводородов), особенно там, где наблюдаются незначительные перепады напоров в сочетании со структурными, литологическими и стратиграфическими ловушками.

Большое значение имеет продолжительность элизионного этапа в течение отдельных гидрогеологических циклов.

11. Распределение по территории бассейна различных областей седиментационного питания: главных областей седиментационного питания (могут не совпадать с главными областями создания напора), дополнительных за счет смежных комплексов и пр. Объемы отжимающихся вод в отдельные циклы по различным гидрогеологическим секторам, путям основного движения вод, структурам. Размеры площадей седиментационного питания и разгрузки, в том числе внутренних. Определение количества поступающих в коллекторы нефтяных углеводородов.

12. Распределение в комплексе площадей питания, стока (гидродинамически закрытые части), разгрузки и их размеры на инфильтрационных этапах; наличие гидродинамических зон активного и более замедленного водообмена. Продолжительность инфильтрационного этапа в каждом цикле.

13. Степень активности элизионного и инфильтрационного питания (баланс водообмена в продолжение отдельных циклов, интенсивность водообмена). Масштабы поступления и выноса из коллекторов нефтяных углеводородов.

14. Гидрохимические изменения в плане и разрезе отдельных комплексов и бассейна в целом (окислительные и восстановительные обстановки); районы отложений, обогащенных сульфатами.

15. Изменчивость и унаследованность во времени в продолжение гидрогеологических циклов развития бассейна каждого комплекса условий и факторов, приведенных выше (пункты 2—14).

В результате палеогидрогеологического анализа составляется сводная карта палеогидрогеологических условий развития водонапорных систем и нефтегазоносных бассейнов с выделением наиболее благоприятных зон для формирования и сохранения нефтегазовых месторождений, определяются перспективные районы и отдельные участки.

Гидрогеологические исследования прогноза нефтегазоносности, основанные на анализе современных гидродинамических и гидрохимических показателей, в сущности сводятся к непосредственному поиску нефтяных углеводородов и фиксируемых в водоносных комплексах их химических проявлений. Данные исследования широко внедряются в практику поисково-разведочных работ на нефть. При этом часто требуется проведение сложного разностороннего комплекса гидрогеологических исследований с разработкой рациональных гидрогеологических показателей для изучаемого района, участка.

Выяснение перспектив нефтегазоносности и условий формирования и сохранения нефтегазовых месторождений любого региона по современным гидрогеологическим особенностям целесообразно проводить в определенной последовательности, по этапам.

Первый этап данных работ следует начинать с расчленения толщи отложений на регионально выдержанные водоносные и водоупорные комплексы в пределах основных геоструктурных элементов изучаемой территории. Затем анализируется химический состав подземных вод выделенных комплексов с точки зрения выявления гидрохимических показателей, сопутствующих нефтегазовым скоплениям, т. е. повышенного содержания в водах определенных органических соединений (фенолов, нафтеновых и жирных кислот, растворенных «битумов», различных форм органического азота и пр.), повышенной упругости газа и концентрации его отдельных составляющих (метан, этан, пропан, бутан, безаргонный азот, сероводород и др.), микрокомпонентов солевого состава вод. На основе сопоставления упомянутых гидрохимических показателей нефтеносности с учетом степени обогащенности отложений органическим веществом выбираются для поисковых работ в первую очередь те комплексы, воды которых содержат специфические и характерные для нефтегазоносных пластов компоненты.

По выбранным водоносным комплексам составляются гидродинамические карты. Они должны охватывать все части комплекса, несмотря на то, что многие из этих частей могут быть оценены как бесперспективные. На основе анализа строения исследуемой толщи (распространения и характера водоносных и водоупорных комплексов) и пьезометрических карт определяются: современная структура нефтегазоносного артезианского бассейна (куда частично или полностью входит изучаемая территория), его площадь, границы и положение в его пределах основных динамических зон — создания и снижения напора и т. д.

После того, как построены карты мощности и литологической изменчивости самих комплексов и пьезометрических поверхностей для каждого выбранного водоносного комплекса, составляются следующие карты: 1) верхнего водоупорного комплекса с выделением основных литологических групп пород и их мощностей; 2) нижнего водоупорного комплекса, также с выделением основных литологических групп и их мощностей; 3) метаморфизации вод (по Na/Cl) и общей концентрации солей в них; 4) содержания в водах аммония, S_{O_4} (степень недонасыщения вод SO_4 при данных геолого-гидрогеологических условиях), HCO_3

и др.; 5) содержания в водах характерных компонентов органических веществ (органического углерода, битуминозных веществ и др.; 6) упругости газа, отношения $\frac{P_{газ}}{P_{пласт}}$, газового фактора, содержания тяжелых углеводородов, безаргонного азота, сероводорода, метана, углекислого газа и пр., а также выявленных нефтегазопроявлений; 7) палеогидрогеологические схемы с выделением положения и гидрогеологических условий комплекса в различные периоды развития общей структуры бассейна (если проводился палеогидрогеологический анализ территории); 8) сводная карта гидрогеологических условий бассейна, характерных для накопления и сохранения нефтегазовых скоплений, с особым выделением областей и отдельных площадей с благоприятными показателями наличия нефтегазовых месторождений.

Выделение по отдельным комплексам и в целом по бассейну наиболее перспективных областей и площадей нефтегазоскоплений по современным гидрогеологическим (палеогидрогеологическим) условиям и показателям является первым региональным этапом работ на территории.

На втором этапе изучения современных гидрогеологических условий проводятся более детальные исследования выявленных на первом этапе перспективных областей и площадей. Подробнее определяются гидродинамические и гидрохимические особенности комплекса в данном районе (с привлечением палеогидрогеологических материалов). Оцениваются возможности сохранения нефтегазовых месторождений в структурах II и III порядков, литологических, стратиграфических ловушках и приразломных зонах.

На участках аномалий содержания органических веществ, углеводородных газов и характерных компонентов солевого состава (для данного района) проводится первоочередная разведка на нефтегазовые накопления. Участки древней и длительной разгрузки подземных вод комплексов, обогащенных рассеянным органическим веществом, также относятся к первоочередным для разведки.

В последние годы все большее значение в комплексе гидрогеохимических показателей нефтегазоносности приобретают показатели, характеризующие количество и состав органических веществ, растворенных в подземных водах. В качестве основных показателей нефтеносности различными авторами предложены следующие величины: общее содержание органического углерода, содержание битуминозных веществ (определяемое люминесцентным методом или как $C_{орг}$ хлороформенного экстракта и по окисляемости перманганатной и иодатной), различных форм органического азота, фенолов, нафтеновых кислот, летучих жирных кислот, бензола. Используются также соотношения между некоторыми из этих показателей.

В лаборатории гидрогеологии ВНИГНИ (Г. П. Якобсон, Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова и др.) изучалось органическое вещество подземных вод ряда крупных нефтегазоносных бассейнов.

Заметные различия в составе и количестве органического вещества подземных вод наблюдаются в нефтегазоносных бассейнах, значительно отличающихся друг от друга по геологическим, гидрогеологическим и геохимическим условиям (Урало-Поволжье, Западное и Восточное Предкавказье, Белоруссия и др.). Различия в среднем содержании $C_{орг}$ общего для вод, связанных с нефтегазовыми месторождениями, и вод непродуктивных участков горизонтов, невелики, но позволяют отметить тенденцию к обогащению пластовых вод продуктивных структур органическим веществом. Более отчетливо влияние залежи нефти или

газа сказывается на содержании в водах битуминозных веществ, фенолов и бензола, составляющих в сумме небольшую часть органического вещества пластовых вод.

Рассмотренные выше методики палеогидрогеологических и современных гидрогеологических исследований использовались лабораторией гидрогеологии ВНИГНИ и другими организациями при обосновании прогноза нефтегазоносности на территории Европейской части СССР, Средней Азии и пр.

Детальный гидрогеологический анализ прогноза нефтегазоносности бассейнов Русской платформы приводится нами во II части книги, в этом же разделе рассмотрим как пример применения разработанных методик результирующие положения палеогидрогеологических и гидрогеологических исследований территории Туранской плиты — Каракумского нефтегазоносного водонапорного бассейна.

Палеогидрогеологический анализ закономерностей развития системы, флюидоносных комплексов ее мезозойских отложений позволил получить некоторые новые данные о возможном размещении зон углеводородных скоплений и на основе этого с привлечением современных гидрогеологических показателей выделить наиболее перспективные районы.

Каракумский нефтегазоносный бассейн расположен в основном в пределах эпигерцинской платформы Средней Азии, восточная же и южная его окраины входят в альпийскую и эпиплатформенную геотектонические области. Высокие горноскладчатые сооружения этих областей представляют бассейн на юго-западе (Копет-Даг), юге (отроги Гиндукуша — Паропамиз и Бенд-и-Туркестан) и востоке (отроги Гиссаро-Зеравшанской горной системы).

Северо-восточный край Каракумского бассейна намечается по выходам палеозойского фундамента в Центральных Кызыл-Кумах, выраженных в рельефе низкогорными массивами. Северо-восточная граница имеет естественное продолжение на Карабаурском увале (Центральноустюртская зона поднятий): здесь проходит подземный водораздел между Каракумским и Устюртским бассейнами. На западе бассейн частично оконтуривается выходами палеозойских и мезозойских пород на Туаркырской зоне поднятий. Площадь Каракумского бассейна в указанных границах составляет около 550 000 км^2.

Каракумский бассейн не является замкнутым. Можно определенно говорить о связи его на северо-западе со Среднекаспийским бассейном, по отношению к которому он является дренируемым. Кроме того, на юго-востоке Каракумский бассейн дренирует (в широком понимании этого слова) подземные воды Афгано-Таджикской впадины. Последняя, очевидно, входит в его состав, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Строение платформенной области Каракумского бассейна в главных чертах определяется существованием крупных приподнятых блоков — зон поднятий и сводов и огромных глубоких депрессий-впадин. Первые характеризуются сравнительно небольшой мощностью осадков (до 1500—2000 м) или даже отсутствием на некоторых участках осадочного покрова, вторые — огромной мощностью отложений мезо-кайнозоя (до 8000—10000 м). Расположение геоструктурных элементов показано на рис. 5.

Прогнозируя перспективы нефтегазоносности Каракумского бассейна по гидрогеологическим показателям, мы не рассматриваем его хорошо изученных нефтегазоносных районов — Бухаро-Хивинской области и Центральнокаракумского свода, а акцентируем внимание на новых крупных перспективных районах.

В Каракумском нефтегазоносном бассейне по комплексу гидрогеологических показателей обосновывается и выделяется (с 1963—1965 гг.) новый высокоперспективный на нефть и газ район, охватывающий Беурдешикскую ступень и Хивинский прогиб. В геоструктурном отношении этот район располагается между глубоким Заунгузским прогибом на востоке и Центральнокаракумским сводом на западе, т. е. приурочивается к западному борту Аму-Дарьинской впадины. Хивинская и Беурдешикская структуры являются основными элементами западного борта этой впадины. Хивинский прогиб простирается на 250—280 км с юга на север при ширине около 75 км. В нем намечается ряд приподнятых и опущенных участков: Ургенчский выступ, Балкуинский прогиб, Кирпичлинский выступ, Ислимский прогиб и др.

Западнее Хивинского прогиба расположена Беурдешикская ступень, непосредственно примыкающая к Центральнокаракумскому своду. К ней приурочена асимметричная Беурдешикская антиклинальная складка.

В юрских и меловых отложениях на территории восточных и центральных областей Каракумского бассейна по литолого-гидрогеологическим особенностям выделяются три региональных нефтегазоводоупорных комплекса: верхнеюрский (соленосный), нижнеальбский и нижнетуронский. Региональные нефтегазоводоупоры разделяют юрский, неокомский и альб-сеноманский региональные флюидоносные комплексы.

В результате детального изучения мощностей и литолого-гидрогеологической изменчивости флюидоносных и нефтегазоводоупорных комплексов в пределах каждого из них выделены более или менее однородные в гидрогеологическом отношении зоны. Сопоставление в структуре Каракумского бассейна этих зон с учетом их гидрогеохимических особенностей позволило установить следующие области с различной гидродинамической связью:

а) весьма затрудненной и затрудненной гидродинамической связи юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского водоносных комплексов — преимущественно восточная половина бассейна (Юго-Восточная Туркмения, Северный Афганистан и др.);

б) облегченной гидродинамической связи юрского и неоком-аптского водоносных комплексов и затрудненной гидродинамической связи последнего с альб-сеноманским водоносным комплексом — Беурдешикская ступень и Хивинский прогиб, Центральнокаракумский свод, Газлинский выступ и др.;

в) облегченной гидродинамической связи юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского водоносных комплексов — Туаркырская и Центральноустюртская зоны поднятий, западная часть южного склона эпигерцинской платформы, Питнякская группа поднятий.

Области облегченной гидродинамической связи являются зонами замедленной, скрытой разгрузки подземных вод из нижележащих водоносных комплексов в вышележащие.

Перемещение нефтяных углеводородов в крупных водонапорных системах во многом определяется закономерностями движения вод продуктивных комплексов. Выделенные области гидродинамической связи мы рассматриваем одновременно как области с соответствующими различными условиями миграции, рассеивания и накопления углеводородов в продуктивных комплексах. Интенсивность этих процессов, направленность в сторону концентрирования или рассеивания углеводородов во времени обусловлены палеогидродинамикой и палеогидрохимией недр.

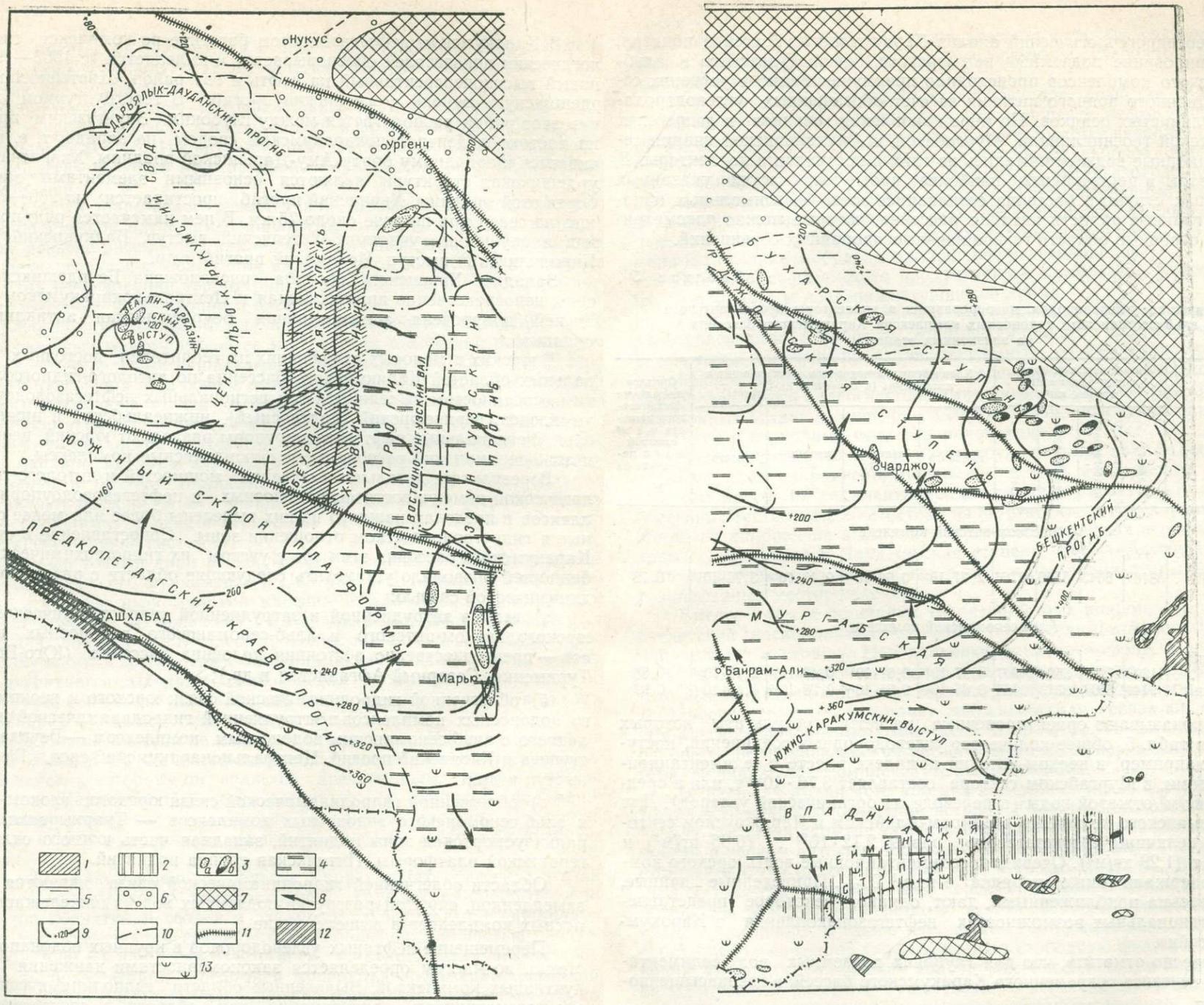


Рис. 5. Карта гидрогеологического обоснования перспектив нефтегазоносности центральной части Каракумского бассейна.

Составили Г. П. Якобсон, Ф. П. Самсонов.

Зоны для поисков нефтегазовых залежей в отложениях неоком—апта по палеогидрогеологическим и современным гидрогеологическим показателям:
1—наиболее перспективные; *2*—перспективные; *3*—месторождения: *а*—газовые, *б*—нефтегазовые; *4*—область весьма затрудненной и затрудненной гидродинамической связи юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского флюидоносных комплексов; *5*—область облегченной гидродинамической связи юрского и неоком-аптского флюидоносных комплексов; *6*—область облегченной гидродинамической связи юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского флюидоносных комплексов; *7*—область отсутствия юрского и неоком-аптского флюидоносных комплексов; *8*—преобладающие направления движения подземных вод в мезозойских флюидиносных комплексах в меловой, палеогеновый и неогеновый периоды; *9*—гидроизопьезы неоком-аптского флюидоносного комплекса; *10*—границы крупных геоструктурных элементов; *11*—линии крупных тектонических разрывов; *12*—выходы юрских и неоком-аптских отложений на дневную поверхность; *13*—область распространения вод неоком-аптского комплекса с напорами свыше +300 м.

Палеогидрогеологический анализ Каракумского бассейна показал, что формирование подземных вод юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского комплексов происходило преимущественно в условиях седиментационного водного питания за счет обогащенных углеводородами вод глинистых осадков. По мере накопления осадков в депрессиях Копетдагской геосинклинали, Мургабской и Амударьинской впадин седиментационные воды отжимались из глин и поступали в коллекторы. В связи с этим в центральных, наиболее прогнутых частях указанных крупнейших структур бассейна создавались зоны максимальных напоров или главные области питания бассейна, которые можно рассматривать как основные области генерации углеводородных соединений.

Таблица 5

Количество углеводородов, мигрировавших в коллекторы неоком-аптского и альб-сеноманского водоносных комплексов Каракумского бассейна на элизионных этапах

Сектор	Объем отжатых вод к концу элизионных этапов, км³				Количество углеводородов, поступивших в коллекторы (в пересчете на $C_{орг}$), т				Среднее содержание органического вещества в 1 м³ отжатой воды в пересчете на $C_{орг}$, кг
	мелового	палеогенового	неогенового	всего	мелового	палеогенового	неогенового	всего	
Неоком-аптский комплекс									
Мургабский	35187	8043	5556	48786	$2,71 \cdot 10^{10}$	$0,62 \cdot 10^{10}$	$0,43 \cdot 10^{10}$	$3,76 \cdot 10^{10}$	0,76
Альб-сеноманский комплекс									
Байрам-Алийский	11396	7917	5594	24907	$0,97 \cdot 10^{10}$	$0,67 \cdot 10^{10}$	$0,48 \cdot 10^{10}$	$2,12 \cdot 10^{10}$	0,85
Чарджоуский	9141	3607	2317	15065	$0,85 \cdot 10^{10}$	$0,35 \cdot 10^{10}$	$0,26 \cdot 10^{10}$	$1,46 \cdot 10^{10}$	0,97

Как показывают ориентировочные расчеты[1], результаты которых сведены в табл. 5, общее количество углеводородных соединений, поступивших, например, в неоком-аптский комплекс вместе с седиментационными водами, в Мургабском секторе составляет $3,76 \cdot 10^{10}$ т, или в среднем 0,76 кг/м³ отжатой воды (в переводе на органический углерод). Для альб-сеноманского комплекса в Байрам-Алийском и Чарджоуском секторах эти величины соответственно равны $2,12 \cdot 10^{10}$ т (0,85 кг/м³) и $0,97 \cdot 10^{10}$ т (1,29 кг/м³). Очевидно, седиментационные воды юрского комплекса содержали также порядка 1 кг/м³ $C_{орг}$. Приведенные данные, являясь весьма приближенными, дают, однако, некоторое представление о потенциальных возможностях нефтегазонакопления в Каракумском бассейне.

Интересно отметить, что для глубоких подземных вод седиментационного генезиса современного Каракумского бассейна газонасыщенно-

[1] В основу расчетов положены следующие данные: а) первоначальное содержание органического вещества ($C_{орг}$), принятое соответственно для неоком-апта и альб-сеномана 1,02 и 2,30% по аналогии с содержанием его в соответствующих фациальных типах современных осадков Каспийского моря (А. И. Горская, 1956); б) современное содержание $C_{орг}$ в глинистых породах неоком-апта (0,38%) и альб-сеномана (1,2%), вычисленное И. П. Мясниковой (ВНИГНИ) по данным О. В. Барташевич (1965); в) принято, что на нефтегазообразование расходуется 3% $C_{орг}$.

сти 1500 см³/л (при 97% содержания метана в составе растворенных газов) соответствует в пересчете на органический углерод 0,75 кг/м³ органического вещества.

Учитывая геолого-исторические особенности развития Каракумского бассейна, можно утверждать что процессы нефтегазонакопления (формирования залежей углеводородов) в юрском и неоком-аптском комплексах происходили в основном в посленижнеальбское время. После образования нижнеальбского регионального нефтегазоводоупора, когда сформировались региональный подземный сток и главные области разгрузки, углеводороды вместе с седиментационными водами перемещались к областям разгрузки и накапливались в ловушках. До этого времени шло главным образом рассеивание углеводородов.

Для альб-сеноманского продуктивного комплекса указанные процессы начались в посленижнетуронское время.

Таким образом, мы полагаем, что генерация углеводородных флюидов происходила в процессе седиментационного уплотнения осадков, т. е. в процессе формирования подземных седиментационных вод. В дальнейшем направление миграции углеводородов в комплексах во многом определялось палеогидродинамическими особенностями бассейна на элизионных этапах его истории. Следовательно, эти этапы одновременно являются и периодами нефтегазонакопления.

Палеогидродинамические реконструкции дают возможность проследить основные направления подземного стока мезозойских продуктивных комплексов на седиментационных этапах развития Каракумского бассейна. Часть подземного стока из Мургабской и Амударьинской впадин была направлена в сторону их северных и южных периферийных областей (Бухарская и Чарджоуская ступени, Северо-Афганский выступ, Кушкинская зона поднятий), где в настоящее время открыты газовые и газонефтяные месторождения.

Вместе с тем, с обширных территорий этих впадин, а также из Копетдагской геосинклинали подземный поток седиментационных флюидов направлялся в сторону Центральнокаракумского свода, в особенности в район Беурдешикской ступени и Хивинского прогиба. Здесь в результате выклинивания мощного верхнеюрского водоупорного комплекса (соленосной толщи) существует гидравлическая связь юрского и неоком-аптского водоносных комплексов. В то же время залегающий в этом районе выше нижнеальбский региональный водоупор в достаточной степени изолирует оба комплекса от вышележащих.

В пределах Хивинского прогиба и Беурдешикской ступени на протяжении всей гидрогеологической истории Каракумского бассейна существовала огромная скрытая область разгрузки юрского водоносного комплекса в неоком-аптский, поскольку пьезометрические напоры в юрском комплексе были более высокими, чем в неоком-аптском. Выравнивание пьезометрических уровней вод юрских и неоком-аптских отложений вследствие перетока из первых во вторые, сопровождавшееся падением градиентов напора, а также изменением геотермических условий, способствовало выделению углеводородов в свободную фазу и концентрированию их под нижнеальбским водоупором в ловушках, в первую очередь на этом участке бассейна. Существование перетока здесь подтверждается резким выполаживанием уклонов пьезометрической поверхности неоком-аптского комплекса.

На территории Хивинского прогиба и Беурдешикской ступени наблюдаются благоприятные условия для сохранения скоплений углеводородов.

Таким образом, район Беурдешикской ступени и Хивинского проги-

ба рассматривается как одна из основных зон нефтенакопления Каракумского бассейна. Прямым подтверждением большой перспективности этого района является открытие в последнее время крупного месторождения газа в аптских отложениях на Ачакской площади в северной части Хивинского прогиба и на других участках площадей.

Существовавшие также на всех элизионных этапах Каракумского бассейна зоны скрытой внутрикомплексной разгрузки подземных вод на южных склонах Мургабской впадины (Майманинская ступень) и на северо-западе Приамударьинской области (Газлинский и Янгиказганский выступы) могут рассматриваться как мощные зоны нефтегазонакопления под нижнеальбским региональным нефтегазоводоупором в соответствующих ловушках именно на этих участках бассейна.

Изложенное наглядно подтверждается площадным распределением открытых к настоящему времени промышленных нефтегазовых залежей в юрском и неоком-аптском комплексах в перечисленных районах (см. рис. 5).

Большое влияние на процессы нефтегазонакопления во всех комплексах оказывали также краевые зоны разгрузки Каракумского бассейна. Оно сказывается в изменении гидродинамического режима, а также геотермического режима седиментационных вод в прилегающих районах. В частности, к древней зоне краевой разгрузки на южном склоне Нуратинского поднятия тяготеют многочисленные месторождения Мубарекского и Каганского выступов. Эти месторождения могли формироваться в течение длительного времени (на всех элизионных этапах).

Немаловажную роль в нефтегазонакоплении играли, очевидно, региональные разломы древнего заложения (Арало-Гиссарский, Амударьинский, Мургабский и др.). Они несомненно оказывали экранирующее воздействие на потоки седиментационных вод, что приводило к резкому изменению гидродинамических условий на прилегающих к разломам участках и выделению углеводородов в свободную фазу. Чем древнее разлом и чем больше его амплитуда, тем благоприятнее условия нефтегазонакопления на прилегающих к нему участках (при наличии мощных региональных нефтегазоводоупорных толщ).

В заключение главы перечислим основные направления дальнейшего развития гидрогеологических исследований.

1. Разработка и усовершенствование методик палеогидрогеологического и современного гидрогеологического прогноза перспектив нефтегазоносности: а) методики генетического районирования территории на нефтегазоносные водонапорные бассейны на основе палеогидродинамических реконструкций развития водонапорных систем платформ и горно-складчатых областей; б) методики количественной оценки палеогидродинамических условий нефтегазоносных бассейнов, позволяющей проследить развитие и направление миграции нефтяных углеводородов и предположить их масштабы на различных этапах образования бассейнов; в) методики вычисления приведенных давлений пластовых вод в современных водонапорных системах и нефтегазоносных бассейнах с целью выявления пределов бассейна, установления степени гидродинамической связи отложений продуктивных комплексов, гидродинамических аномалий и ловушек и пр.

2. Усовершенствование гидрогеологических наблюдений и аппаратуры опробования при проведении поисково-разведочного бурения на нефть и газ.

3. Проведение полного комплекса палеогидрогеологических исследований в каждом нефтеносном и возможно нефтегазоносном бассейнах на территории Русской платформы, Туранской плиты, Скифской

платформы и других структур; изучение размещения здесь нефтегазовых месторождений и выделение новых перспективных районов и участков. В связи с этим необходимо продолжить детальное выяснение современных региональных гидродинамических и гидрогеохимических особенностей территории в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности.

4. Определение по отдельным нефтегазоносным бассейнам (в их пределах для основных продуктивных отложений) рационального комплекса показателей и конкретных рекомендаций по составу растворенных органических веществ, газов, микрокомпонентам и изотопам для оценки нефтегазоносности отдельных площадей и локальных структур.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Природная водонапорная система Русской платформы. Палеогидрогеология и гидрогеологические особенности центральных и восточных областей платформы в связи с формированием нефтегазовых месторождений

Глава VII

СТРОЕНИЕ ВОДОНАПОРНОЙ СИСТЕМЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВОДОУПОРНЫЕ И ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ. СОЛЕВОЙ И ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Одновременно с образованием и развитием геологической структуры Русской платформы в ее пределах происходило формирование водонапорной системы. Современная водонапорная система Русской платформы представляет собой крупнейшую гидродинамическую совокупность бассейнов, объединенных между собой сравнительно близкими палеогидрогеологическими условиями и ныне действующими основными гидрогеологическими закономерностями. Обрамляющие ее Уральская, Кавказская и Карпатская водонапорные системы в определенной степени воздействуют на формирование и режим подземных вод. Собственно говоря, Русская водонапорная система совместно с названными и смежными системами образует сложнейшую Восточно-Европейскую водонапорную систему высшего типа.

В основании водонапорной системы платформы залегает складчатый кристаллический фундамент, представленный метаморфическими и магматическими породами архейского и нижне-среднепротерозойского возраста. Сложена она разнообразными по составу и мощности водоносными и водоупорными комплексами отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В современном строении водонапорной системы Русской платформы участвуют многие положительные и отрицательные структуры. В ее современных континентальных и морских областях расположена Балтийская синеклиза. К востоку от нее находится крупная Московская синеклиза. Выделяются своими размерами и мощностью выполняющих их толщ осадочных отложений Днепровско-Донецкая, Верхнекамская и другие впадины.

Весьма существенно влияют на динамику подземных вод платформы Балтийский щит, Белорусский, Воронежский, Жигулевско-Оренбургский, Токмовский, Котельнический и другие своды.

В значительной степени гидрогеологические условия рассматриваемой водонапорной системы, по-видимому, обусловлены особенностями поверхности рельефа: развитыми на платформе возвышенностями и низменностями. К первым относятся — Балтийская гряда, Среднерусская и Приволжская возвышенности с абсолютными отметками 250 — 350 м, Вятско-Пермяцкие увалы высотой до 300 м, Уфимское плато с характерными для него многочисленными карстовыми образованиями. В центральных областях платформы располагаются Окско-Донская и Приднепровская низменности; широкой полосой оконтуривает внутренние части платформы серия прибрежных низменностей Балтийского, Белого, Каспийского и Черного морей, оказывающих, очевидно, вместе с названными

впадинами сильное дренирующее воздействие на подземные воды. Развитые на поверхности осадочного чехла Русской платформы долины речной сети также активно влияют на водообмен подземных вод.

Наиболее широко распространены в осадочном чехле Русской платформы подземные воды мощной толщи верхнепротерозойских и палеозойских отложений. Наибольшие ресурсы подземных вод находятся в пределах обширных территорий западных, центральных и восточных областей Русской платформы, где мощность палеозойских отложений превышает 2500—3000 м. Изменение мощности пород палеозоя и общего количества заключенных в них подземных вод обычно непосредственно зависит от рельефа кристаллического фундамента. Так, в приподнятых частях южных склонов Балтийского щита, на Белорусском выступе, Воронежском и некоторых других сводах мощность палеозойских отложений сокращается до нескольких сотен и десятков метров и, соответственно, ресурсы подземных вод резко снижаются.

На естественный и искуственный режимы подземных вод Русской платформы сильно влияют литолого-фациальный состав отложений, особенности их распределения и чередования как по ее площади, так и в разрезе. Действительно, характер строения осадочной толщи во многом предопределяет формирование стока и химизма вод.

Подземные воды осадочной толщи платформы заключены в весьма неоднородных по литолого-фациальному составу отложениях, невыдержанных по простиранию и разрезу и отличающихся различными пористостью и проницаемостью.

При анализе строения водонапорных систем необходимо прежде всего выяснить распространение и сочетание в них водоносных и водоупорных комплексов.

В палеозойской и допалеозойской толщах платформы мы выделяем регионально распространенные водоносные, водоносно-водоупорные и водоупорные комплексы. В качестве водоносных комплексов автор выделяет широко развитые на преобладающей площади платформы толщи проницаемых водоносных отложений (вне зависимости от их возраста), ограниченные в кровле и подошве регионально выдержанными водоупорными отложениями (водоупорные или водоносно-водоупорные комплексы). В пределах водоносных комплексов могут располагаться локально развитые водоупорные горизонты.

К региональным водоупорам I типа относятся широко развитые глинистые и соленосные толщи, которые ограничивают перемещение вод как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях (например, кембрийские синие глины). Отложения, в которых среди глинистых пород заключены (или чередуются с ними) водоносные прослои, мы выделяем в региональные водоупоры II типа — водоносно-водоупорные комплексы, так как в разрезе бассейна они являются своеобразными горизонтальными водоупорами; движение вод в них происходит в основном вдоль по пласту и затруднено в вертикальном направлении (т. е. водоупор этого типа также препятствует связи смежных водоносных комплексов).

На преобладающей территории западных, центральных и восточных областей водонапорной системы Русской платформы наблюдается весьма сложное строение слагающего ее чехла осадочных отложений, т. е. совокупности водоносных, водоносно-водоупорных и водоупорных комплексов. Это обусловлено громадными территориальными масштабами их распространения и приуроченностью к различным по характеру структурам и литолого-фациальным обстановкам.

На основе детального анализа распределения литолого-фациальных разностей отложений по отдельным площадям западных, центральных и восточных областей платформы выделяем следующие региональные водоносные, водоносно-водоупорные комплексы:

1) рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс;
2) нижнекембрийский водоупорный комплекс (водоупор I типа);
3) среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс;
4) среднедевонский водоносно-водоупорный комплекс (водоупор II типа);
5) средне-верхнедевонский водоносный комплекс;
6) верхнедевонский водоупорный комплекс (водоупор II типа);
7) верхнедевонско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс;
8) нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс (водоупор II типа);
9) нижне-среднекаменноугольный водоносный комплекс;
10) среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс (водоупор II типа);
11) средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский водоносный комплекс;
12) нижнепермский водоупорный комплекс (водоупор I типа);
13) верхнепермский водоносный комплекс.

Проведенное расчленение осадочного чехла способствует установлению в пределах отдельных пластов, в том числе продуктивных, условий миграции, рассеивания и накопления углеводородов. Так, значительные по площади глинистые водоупорные толщи, перекрывающие водоносные комплексы (коллекторы), контролируют сбор углеводородов по территории развития последних (при этом сами часто являясь источником генерации этих углеводородов).

С этой же целью «строение» разреза осадочных отложений, слагающих водонапорную систему Русской платформы, дается (впервые для территории платформы) в виде специальных карт распространения, мощности и гидрогеологических групп пород водоносных, водоносно-водоупорных комплексов (рис. 6, 7 и др.). На таких картах проведено гидрогеологическое подразделение отложений по площади их развития на отдельные группы по степени проницаемости. I группу составляют хорошо проницаемые породы: пески, песчаники, алевролиты, доломиты, трещиноватые органогенные известняки и др. III гидрогеологическая группа пород состоит из отложений практически непроницаемых (или слабо проницаемых): глин, аргиллитов, глинистых известняков, мергелей и пр. II гидрогеологическая группа пород занимает промежуточное положение; она представлена чередованием проницаемых и непроницаемых разностей.

Рассмотрим основные гидрогеологические черты слагающих водонапорную систему Русской платформы региональных комплексов.

В основании осадочного чехла Русской платформы залегает архейско-протерозойский кристаллический фундамент. Его поверхность во многих местах покрыта корой выветривания мощностью до нескольких десятков метров.

По данным глубокого бурения можно составить лишь весьма приближенное представление о химическом составе вод в трещиноватых породах кристаллического фундамента и коре выветривания, так как анализов очень мало. Достаточно данных имеется только о трещинных водах кристаллического фундамента на Балтийском и Украинском щитах, на Воронежской антеклизе. Здесь распространены пресные воды с минерализацией менее 1 г/л, широко используемые для водоснабжения. В северной части Балтийской синеклизы из нескольких скважин (Паламузе),

Кингисепп, Каагвере) с глубины 400—500 м получена солоноватая вода с минерализацией 1,5—4,5 г/л и дебитом скважин от 0,03 до 0,95 л/сек.

С увеличением глубины залегания водоносных зон кристаллического фундамента увеличивается минерализация вод и изменяется их состав. В центральных частях Русской платформы (Борисоглебск, Редкино, Смоленск, Поварово) появляются хлоридно-натриевые рассолы (хлор-кальциевого типа) с минерализацией от 80—100 до 269 г/л и более. Концентрация брома достигает в Борисоглебске 400 мг/л, а йода — 6,0 мг/л. Воды отличаются повышенной метаморфизованностью — rNa/Cl составляет 0,8—0,6 и менее.

Глубокие воды отложений коры выветривания кристаллического фундамента исследовались на нескольких участках в восточных областях Русской платформы. Так, в Азнакаевской скважине получена хлоридно-натриевая вода с минерализацией 275 г/л и довольно значительной метаморфизованностью (отношение rNa/Cl равно 0,66). Воды содержат малое количество сульфат-иона — около 150 мг/л.

О составе воднорастворенных газов в кристаллическом фундаменте и коре выветривания имеются данные только по единичным скважинам в юго-западной части Среднерусского бассейна, в районах Смоленска (юго-западный склон Московской синеклизы) и Домнино (северный склон Воронежской антеклизы). Газонасыщенность составляет около 40 $см^3/л$, а упругость приближается к 4 $кгс/см^2$. Газы азотные. В Смоленской скважине содержание метана достигает 23%, CO_2 — 1,9%, тяжелые углеводороды отсутствуют, отношение He/Ar равно 2,6. В Домненской скаважине, где отложения коры выветривания фундамента, очевидно, более промыты, углеводороды практически отсутствуют, отношение He/Ar равно 0,9 (Ю. В. Мухин, 1964, 1965). Температура вод изменяется от 10—20°С в районах неглубокого их расположения до 50—70°С и выше в наиболее погруженных частях Московской синеклизы.

По всей вероятности, воды, приуроченные к коре выветривания кристаллического фундамента и залегающие на больших глубинах, сообщаются с водами рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса.

РИФЕЙСКО-ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс сложен терригенными породами среднего и верхнего рифея (преимущественно красноцветные песчаники полесской, приозерской, ненокской, сердобской и пачелмской серий), венда (котлинский горизонт ляминаритовых глин и гдовский горизонт песчаников с прослоями глин, песчаники волынской серии) и нижнего кембрия (песчаники и глины балтийской серии). В восточных областях платформы комплекс включает нижнюю часть верхнебавлинской серии и полностью нижнебавлинскую серию. Мощность комплекса изменяется в зависимости от рельефа фундамента от нескольких десятков метров на Белорусской антеклизе до 2000 м и более в восточных областях платформы, преобладающая мощность — 200—500 м (см. рис. 18). В восточных областях платформы глинистые отложения нижней части верхнебавлинской свиты и частично верхи нижнебавлинской образуют водоупорную толщу.

Коллекторские свойства отложений рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса в центральных районах Русской платформы изучались в нескольких разрезах. Наибольшей проницаемостью (до 4120 миллидарси) обладают песчаники верхней части пачелмской серии, вскрытые на Воронской структуре. Пористость их колеблется от 11,9 до 20%. В нижней части этой толщи коллекторские свойства песча-

ников невысокие. При пористости 8—17, реже до 22% проницаемость их не превышает 1—57 миллидарси. Породы, слагающие валдайскую серию, изучались в разрезах Редкинской, Морсовской, Мосоловской скважин. Пористость песчаников этого возраста достигает 19—20%, в отдельных случаях уменьшается до 11—14%, проницаемость—до 400 миллидарси.

Водообильность отложений рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса в большинстве случаев невысокая. В Ряжске для водоносных горизонтов волынской серии был отмечен дебит 0,7 л/сек. Притоки вод из песчаников нижневалдайской серии в Опарино составили 2,2 л/сек. В отложениях балтийской серии водоносными являются надламинаритовые песчаники, алевролиты и пески. Дебиты вод в Крестцах достигают 7 м³/ч.

На востоке платформы из бавлинских отложений притоки вод небольшие — единицы кубометров в сутки, только в Глазовской скважине — 50 м³/сут (при понижении уровня на 14 м).

Следует особо подчеркнуть широкое развитие в мощном рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе глинистой толщи пород валдайского возраста. Собственно говоря, на значительной части центральных и восточных областей Русской платформы эта толща гидрогеологически расчленяет комплекс на два подкомплекса, и можно говорить о необходимости последующего выделения рифейско-нижневендского водоносного комплекса, вендского (валдайского) водоупорного комплекса и верхневендско-нижнекембрийского водоносного комплекса.

Валдайскую водоупорную толщу мы выделяем в объеме глинистой части редкинской (центральные области платформы) и верещагинской свит венда (Волго-Уральская область). Он представлен гидрослюдистыми аргиллитами и глинами. Характерно наличие пласта битуминозных аргиллитоподобных глин с повышенными содержанием органического вещества и широкое распространение вулканогенного материала в виде пепловых туфов. Распространен комплекс на значительной территории платформы: от Порхова и Невеля на западе до Перми на востоке. Южная граница проходит севернее Тулы, северо-западная — севернее Новгорода и Пестово. На северо-востоке платформы область развития отложений комплекса распространяется в Яренский прогиб и Верхнекамскую впадину. Мощность комплекса изменяется от нуля до 300 м и более. Небольшие мощности (преимущественно 20—40 м) характерны для склонов Балтийского щита, Белорусского и Воронежского сводов. К внутренним частям Московской синеклизы мощность постепенно увеличивается до 160—200 м и более. В районе Верхнекамской впадины мощность глинистых отложений верещагинской свиты быстро нарастает по направлению от склонов Волго-Уральской антеклизы. На большей части этой территории она превышает 100 м.

Рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс на западе Русской платформы содержит гидрокарбонатно-магниево-кальциевые и хлоридно-натриевые воды. Минерализация изменяется от 0,5—12 г/л на южных склонах Балтийского щита и Белорусской антеклизы до 200 г/л во внутренних прогнутых частях Балтийской синеклизы. В центральных областях платформы распространены хлоридно-натриевые рассолы (хлоридно-кальциевого типа) с минерализацией до 227—273 г/л и метаморфизованностью по r Na/Cl от 0,95 до 0,46: в восточных областях минерализация достигает 217—285 г/л и более (табл. 6). На всей территории развития комплекса содержание сульфатиона колеблется от 20—40 до 1000 мг/л и выше, причем наибольшая его концентрация отмечается в центральных областях платформы (Вязьма).

Содержание гидрокарбонат-иона равно 15—600 мг/л, йода—0,2—13 мг/л, брома — 5—2030 мг/л (концентрации йода и брома увеличиваются с глубиной, особенно в восточных областях.

Подземные воды комплекса почти на всей территории центральных областей Русской платформы характеризуются азотным составом растворенных газов и весьма слабой газонасыщенностью. Преобладающее содержание воднорастворенного азота колеблется от 85 до 99%, метана—от нуля до 5%, углекислоты — от долей процента до 6% (табл. 7). Общая газонасыщенность составляет чаще всего 15—90 $см^3/л$ (коэффициент газонасыщения — 0,02—0,10). Такие параметры газовой составляющей характерны для западной половины Среднерусского бассейна (Смоленск, Кувшиново, Вязьма и др.), северной и южной его периферии (Коноша, Котлас, Сольвычегодск, Рожново, Калуга и др.), а также для многих пунктов центральных районов (Домнино, Рязань, Щелково и др.). В центральных районах по мере погружения рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса (Тума, Переяславль-Залесский, Любим) увеличивается концентрация метана в газе (до 10—14%), появляются его гомологи (до 1,2%), возрастает газонасыщенность (до 200 $см^3/л$), хотя величина коэффициента газонасыщенности остается низкой (0,05—0,10).

Воды с резко отличным составом растворенных газов (азотно-углеводородным) вскрыты на Даниловской площади: содержание метана достигает 60—70%, а тяжелых углеводородов — 10%. Аномально высока здесь и газонасыщенность — до 1160 $см^3/л$ (коэффициент газонасыщения — до 0,60).

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Данный комплекс (водоупор I типа) в западных и центральных областях Русской платформы выделяется в объеме горизонта «синих глин» балтийской серии нижнего кембрия, а на востоке преимущественно в объеме глинистой толщи верхней части верхнебавлинской свиты венда. Представлен глинами с маломощными прослоями и линзами песчаников и алевролитов, а также аргиллитами с прослоями песчаников. В Балтийской синеклизе комплекс распространен в Латвийской седловине, на северном склоне Белорусской антеклизы и южном склоне Балтийского щита. Его мощность здесь изменяется от 23 (Валдай) до 154 м (Городок) (рис. 6). В Московской синеклизе водоупорный комплекс залегает в ее центральных частях и на северном борту. Спокойное залегание комплекса осложняется небольшими впадинами в районах Городка, Сиверского и Котласа. В восточных областях платформы мощность комплекса увеличивается (в юго-восточном направлении — к Прикаспийской впадине и Предуральскому прогибу) и варьирует от 50 до 500 м.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс включает отложения среднего кембрия, ордовика, силура, нижнего и частично среднего девона. Ижорские слои кембрия и пакерортские слои нижнего ордовика представлены преимущественно алевролитовыми и песчано-алевролитовыми отложениями, в различной степени сцементированными. Средняя часть разреза (нижний ордовик — волховские слои и слои кунда, средний и верхний ордовик, нижний и верхний силур) представлена глинисто-мергелистыми породами, известняками и доломитами. Верхняя же часть разреза (нижний девон и пярнуский горизонт среднего девона) состоит из песчаников, песков, алевролитов и глин (см. рис. 19).

Таблица 6

Солевой состав подземных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса (по площадям и скважинам)

Показатели	Плявинас, 219	Поварово	Переславль-Залесский	Рыбинск, 5-р	Солигалич	Котлас	Глазов, опорная, 9/XII-1953	Байтуганская, 2, 12/II-1949	Бородулино, 1, 18/VIII-1958	Султангулово, 102, 24/VIII-1958
Интервал опробования, м	1000	1485—1495	1559—1571	1953—1968	2108—2111	1572—1579	2185—2200	2073—2075	2965—2995	2710—2735
Плотность воды г/см³	1,081	1,154	1,1533	1,1941	—	—	1,182	1,1513	1,1803	1,167
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$ мг/л	29970	81620	56244	84275	50986	69274	77928	54747	52619	37400
мг-экв/л	1303,70	3548,4	2343,52	3511,45	2216,7	3011,9	3389,6	2381,23	2288,3	1808,73
%-экв	37,17	43,99	29,82	35,50	23,3	35,8	3568	31,12	26,16	20,51
$Ca^{\cdot\cdot}$ мг/л	5559	6123	22826	21199	46807	17862	22060	24191	34438	44100
мг-экв/л	277,40	305,5	1139,05	1057,84	2325,6	881,3	1101,8	1207,14	1718,5	2200,59
%-экв	7,91	5,79	14,50	10,70	24,5	10,4	11,60	15,77	1965	27,70
$Mg^{\cdot\cdot}$ мг/л	2100	2183	5435	4562	2579	3917	3144	4753	4456	1730
мг-экв/л	172,61	179,5	446,95	375,2	211,9	321,9	258,6	237,17	366,4	142,97
%-экв	4,92	2,22	59,68	3,80	2,2	3,8	2,72	3,11	4,19	1,79
Cl' мг/л	60804	142700	139180	175152	168268	149083	168080	135381	155029	147160
мг-экв/л	1714,67	4020	3925,00	4939,44	4745	4204	4740	3818,17	4371,9	4150
%-экв	48,89	49,83	49,94	49,97	49	49,8	49,89	49,91	49,99	49,97
SO_4'' мг/л	1840	631	212	146	—	683	444	321	42	110
мг-экв/л	38,28	13,1	4,42	3,05	—	14,3	9,2	6,88	0,9	2,29
%-экв	1,09	0,01	0,05	0,02	—	0,2	0,10	0,08	0,01	0,03
HCO_3' мг/л	46	40	6	12	30	37	50	42	25	—
мг-экв/л	0,76	0,6	0,10	0,2	0,05	0,6	0,8	0,69	0,4	—
%-экв	0,02	0,01	—	0,01	0,05	0,0	0,01	0,01	—	—
Общая минерализация, г/л	100,32	233,24	224,74	286,39	268,67	240,85	271,72	217,21	246,6	230,57
Анионов и катионов, мг-экв/л	3507,42	8067,14	7859,04	9887,19	7499,9	8434,1	9500,0	7651,08	8746,4	8304,58
J', мг/л	0,93	3,4	14,48	8,27	—	4,44	8,3	13,7	4,19	10,5
Br' мг/л	213	243,7	762,84	723,72	1485	388,9	712,8	979	1294,51	2100
Na/Cl	0,76	0,88	0,60	0,67	0,46	0,72	0,72	0,62	0,52	0,46
Cl/Br	277	585	182,45	242,01	113,2	306	235,80	138	119,75	70,0
$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	2,23	0,42	0,11	0,06	0,09	0,34	0,20	0,16	0,02	0,06
HCO_3/SO_4	0,02	0,04	0,02	0,06	—	0,04	0,08	0,10	0,44	—

Газы, растворенные в подземных водах рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса (по площадям и скважинам)

Показатели			Домнино, 110000	Редкино, 30-р	Торопец, структурная	Переяславль-Залесский, 1-р	Стругово, Буда, 3345	Щелково 10-р	Тума	Бородулино, опорная, р-1	Султангулово, 102	Сосновская, 121	Сулинская, 7
Геологический индекс			Rf—V—Cm_1	Rf—V—Cm_1	Rf—V—Cm_1	Rf—V—Cm_1	Rf—V—Cm_1	Rf—V—Cm	Rf—V—Cm	Pt_3bv_2	Pt_3bv	Pt_3bv_1	Pt_3bv
Интервал перфорации, м			1185—1251	1520—1533	1276—1092	1990—1976	470—515	1375—1380	1500—1512	2892—2906	2710—2735	3260—3300	1998—2014
Глубина отбора пробы, м			815	1530	1115	1920	490	—	1500	2886	2700	3207	2000
Температура воды на глубине отбора пробы, °С			27	34	37	32	21	31	43	51,4	61	80	48,5
Приведенный объем растворенного газа, $см^3/л$			24,29	49,94	36,9	79,29	46,19	82,6	75,3	313	260	224	472
Минерализация воды, г/л			127,3	239 9	105,3	250,7	22,2	251,6	117,04	239	230	250	270
Состав газа	% объем.	CO_2	2,21	1,73	2,52	1,1	10,85	—	0,00	0,0	0,2	0,1	0,4
		H_2	3,69	3,01	2,96	1,50	2,99	3,8	1,1	—	0,0	19,8	5,2
		CH_4	—	—	—	11,0	—	5,8	13,4	11,1	28,0	26,0	57,94
		N_2	91,98	93,0	92,37	83,8	86,14	90,0	85,5	87,1	71,8	53,8	32,6
		Ar	1,	0,362	0,94	0,188	—	—	0,534	0,254	0,20	0,282	0,113
		He	0,99	0,833	1,21	1,14	—	4,8	10,1	1,086	3,08	2,570	0,52
	Н $см^3/л$	CO_2	0,53	0,83	0,92	0,8	5,0	—	0,0	0,0	0,52	0,22	1,89
		H_2	0,89	1,49	1,10	0,94	1,38	31,0	0,8	—	0,0	44,35	24,54
		CH_4	—	—	—	8,0	—	4,8	10,1	34,74	62,80	58,24	273,48
		N_2	22,34	42,64	34,08	60,94	39,78	74,3	64,4	272,62	186,68	120,50	153,87
		Ar	0,27	0,13	0,35	0,14	—	—	0,35	0,08	0,52	0,53	0,53
		He	0,24	0,91	0,45	0,83	—	—	0,2	3,41	8,01	5,75	2,45
	% объем.	C_2H_6	—	—	—	1,0	—	—				0,2	3,6
		C_3H_8	—	—	—	0,15	—	—	—	1,8	0,0		0,26
		C_4H_{10}+высш.	—	—	—	0,01	—	0,0005	—			0,1	0,0
Общая упругость растворенных газов, $кгс/см^2$			3,72	12,25	5,3	17,87	3,016	18,33	11,2	92,8	82,3	43,0	120,0
Давление на глубине отбора пробы, $кгс/см^2$			75,6	—	108,0	202,39	45,9	—	—	—	—	—	
Содержание биогенного азота, $см^3/л$			55	—	62	92	—	—	74	—	—	—	—
Дата; где проведен анализ			26/II-1963 ВНИИГаз	—	5 /VI-1965 ВНИИГаз	11/II-1964 ВНИИГаз	13/IX-1962	—	1963, ВНИИГаз	15/IX-1958, ВНИГРИ	24/VIII-1958, КНИИ НП ВНИИГаз	1963, КНИИ НП	17/VII-1963, ВНИИГаз

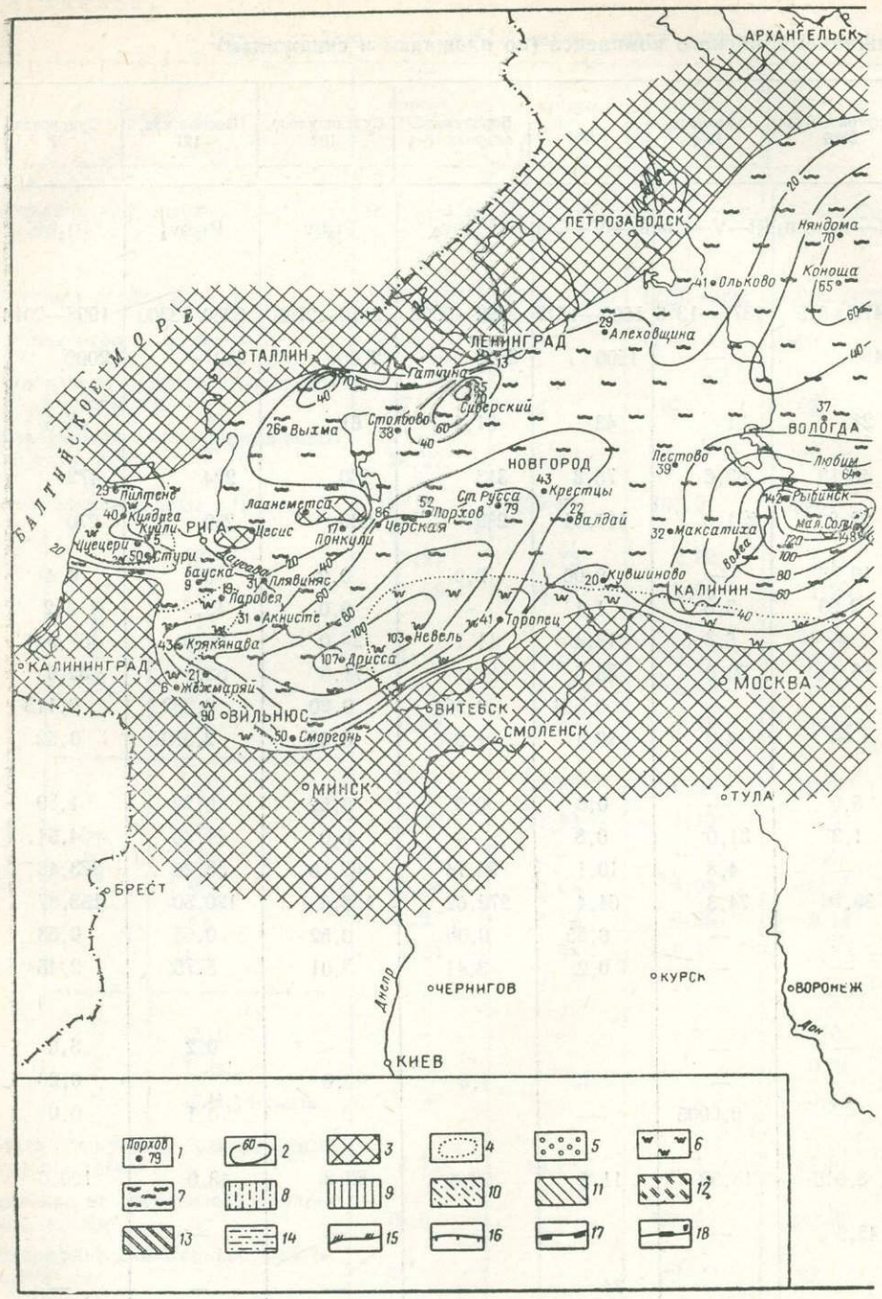
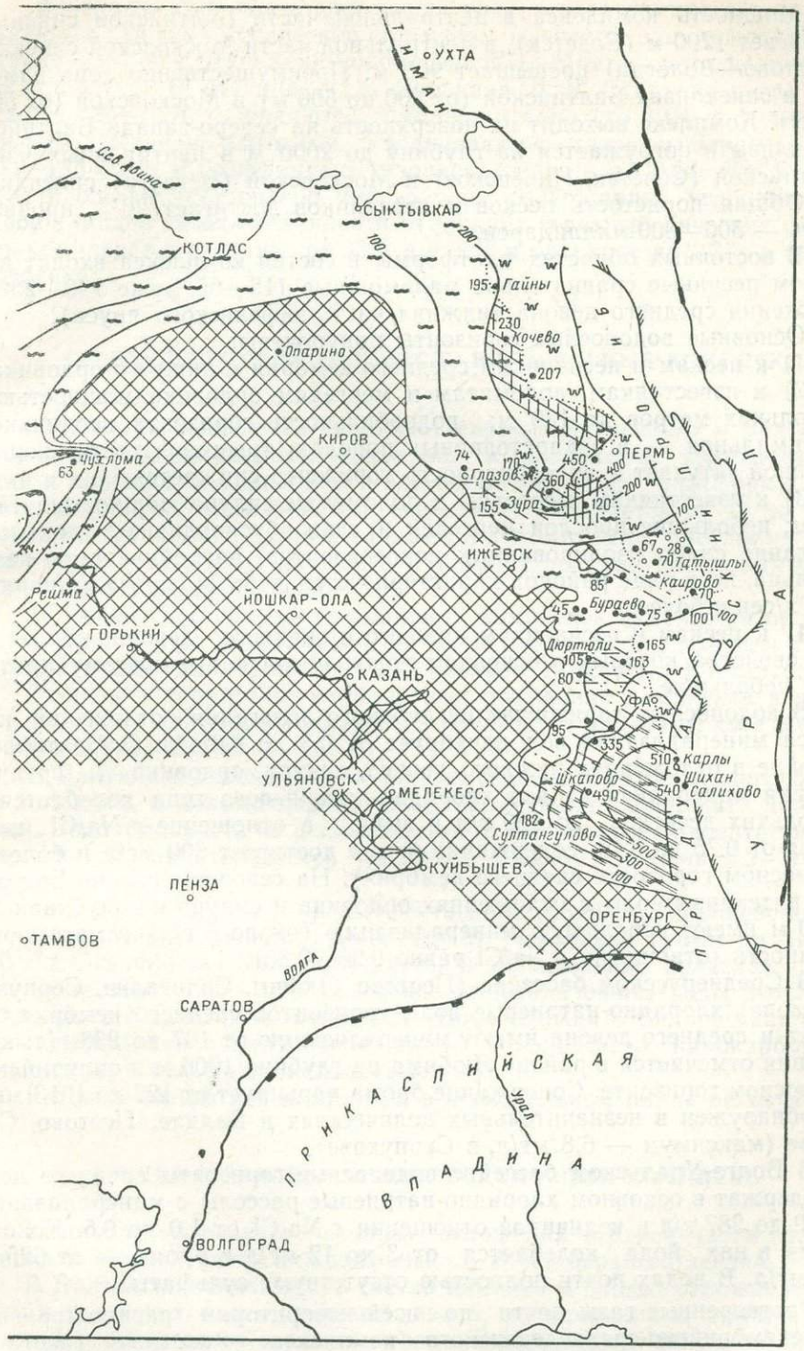


Рис. 6. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород нижне
Составили Г. П. Якобсон, И. М. Меликова. При составлении данной карты и дру
ГУ ЭстССР, ГУ ЛатвССР, ГУ ЛитССР; объединений: Пермнефть, Татнефтегазразведка,
НВНИИГГ, Нижневолжскнефтегаз и др.

1—местоположение скважины, мощность отложений комплекса, м (в западной и центральной областях
линии мощности, м; *3*—область отсутствия отложений; *4*—примерная граница распространения гидрогеоло
песчаники, доломиты и т. д., *6*—II группы—переслаивание глин, аргиллитов, песчаников и т. д., *7*—III
лекса мощностью, м: *8* — 10—50, *9*—50—100; II гидрогеологическая группа пород в средней части комплекса
ческая группа пород в нижней части комплекса мощностью 10—50 м; *15*—граница складчатого Урала;
впадины; *18* — водораздельная линия Урала, Тимана,



кембрийского водоупорного комплекса Русской платформы.
гих использованы материалы ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВНИИГаз, ГУЦР, СВТГУ,
Башнефтегазразведка, ТатНИИ, УфНИИ, КуйбышевНИИНП, Оренбургское ГУ,

платформы—„синие глины", на востоке—верхняя водоупорная часть верхнебавлинских отложений); *2*—изо-
гических групп пород; области распространения гидрогеологических групп пород: *5*—I группы—пески,
группы — (глины, аргиллиты, глинистые известняки); II гидрогеологическая группа пород в кровле комп-
мощностью, м: *10* — 10 — 50, *11* — 50—100, *12*—100—200, *13* — более 200; *14* — II гидрогеологи-
16 — западный борт Предуральского прогиба (по артинским отложениям); *17* — граница Прикаспийской

Мощность комплекса в центральной части Балтийской синеклизы достигает 1200 м (Советск), в центральной части Московской синеклизы (Пестово—Вологда) превышает 900 м. Преимущественно она изменяется в синеклизах Балтийской (от 200 до 600 м) и Московской (от 50 до 200 м). Комплекс выходит на поверхность на северо-западе Балтийской синеклизы и погружается на глубину до 2000 м в центральных частях Балтийской (Советск, Нивенское) и Московской (Ветлуга) синеклизах.

Общая пористость песков и песчаников достигает 20%, проницаемость — 500—800 миллидарси.

В восточных областях платформы в состав комплекса входят в основном песчаные сравнительно маломощные (15—65, реже 130—200 м) отложения среднего девона (нижняя часть эйфельского яруса).

Основные водоносные горизонты приурочены:

1) к пескам и песчаникам среднего кембрия и нижнего ордовика;

2) к известнякам, доломитам и мергелям ордовика мощностью от нескольких метров до 189 м; водообильность горизонта неодинакова, максимальная — в закарстованных породах; трещиноватость пород с глубиной затухает и водообильность горизонта снижается;

3) к известнякам, мергелям и доломитам силура мощностью 150—200 м; небольшие прослои мергелей и глин обусловливают локальное залегание слабо изолированных подгоризонтов; водообильность незначительна, но в ряде районов характеризуется дебитом скважин порядка 1—5 л/сек и более;

4) к пескам и песчаникам нижнего и среднего девона, коллекторские свойства которых в основном довольно низкие и поэтому притоки воды небольшие.

В водоносных горизонтах неглубокого залегания отложений комплекса минерализация вод варьирует от 0,3 до 8,0 г/л. В Балтийском бассейне в отложениях нижнего девона, силура, ордовика и среднего кембрия минерализация вод хлоридно-кальциевого типа колеблется от нескольких десятков до 180 г/л и выше, а отношение r Na/Cl изменяется от 0,75 до 0,49, содержание брома достигает 600 мг/л и более (в водоносном горизонте среднего кембрия). На северном склоне Белорусской антеклизы воды в отложениях ордовика и силура на глубинах 265 и 200 м имеют небольшую минерализацию (около 6 г/л) и метаморфизованность (отношение r Na/Cl равно 0,96—0,85).

В Среднерусском бассейне (Пестово, Любим, Солигалич, Серпухов, Мосолово) хлоридно-натриевые воды горизонтов среднего кембрия, ордовика и среднего девона имеют минерализацию от 107 до 236 г/л; наибольшая отмечается в районе Любима на глубине 1900 м в силурийском водоносном горизонте. Содержание брома варьирует от 122 до 1013 мг/л, йод обнаружен в незначительных количествах в Валдае, Пестово, Серпухове (максимум — 6,8 мг/л, в Серпухове).

В Волго-Уральском бассейне водоносные горизонты среднего девона содержат в основном хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией от 230 до 287 г/л и величиной отношения r Na/Cl от 1,0 до 0,5. Концентрация в них йода колеблется от 3 до 12 мг/л и брома — от 625 до 1968 мг/л. В водах почти полностью отсутствуют сульфаты.

Растворенные газы почти по всей территории распространения среднекембрийско-среднедевонского комплекса — азотные (азота — 94—99%). Углеводородов в них 0,1—2,6%, реже до 4,8% (Хаапсалу, Смоленск), углекислого газа в сумме с сероводородом — 0,12—8,4%, аргона — 0,6—1,85%, гелия и неона — 0,002—0,115% (табл. 8). Воды характеризуются очень низкой газонасыщенностью, коэффициент газонасыщенности составляет сотые доли единицы.

В области глубокого погружения водоносного комплекса — в центральных районах Московской синеклизы (Переяславль-Залесский, Ярославль, Рыбинск, Данилов) концентрация метана в растворенных газах по данным Ю. В. Мухина, Л. М. Зорькина, Е. В. Стадника и др. возрастает до 25—32%, появляются гомологи метана (до 3%), т. е. газы становятся метаново-азотными. Увеличивается газонасыщенность — до 100—135 см³/л и коэффициент газонасыщения — до 0,22. На Даниловской площади установлено уменьшение содержания углеводородных газов и общей газонасыщенности от нижних стратиграфических горизонтов комплекса к верхним: от 35% в нижнем ордовике до 1,3% в верхнем ордовике.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения комплекса включают наровский горизонт в Балтийской синеклизе, морсовско-мосоловские слои в Московской синеклизе, бийский и койвенский горизонты в восточных областях платформы. Мощность отложений в Балтийской синеклизе изменяется от 30 до 140 м. Комплекс сложен мергелями, глинами и доломитами с прослоями и линзами гипса и ангидрита на севере (Нарва), с редкими прослоями песков, песчаников и конгломератов.

В Московской синеклизе мощность комплекса изменяется от 100 до 138 м (рис. 7). В центральной ее части комплекс представлен толщей чередующихся глин, глинистых известняков, глинистых доломитов.

Мощность терригенно-карбонатных отложений комплекса в восточных областях платформы обычно не превышает 20—60 м, хотя местами достигает 200—250 м.

В Балтийском бассейне, на южных склонах Среднерусского бассейна доломиты и доломитизированные известняки содержат напорные воды. Водообильность их в зависимости от степени трещиноватости и кавернозности характеризуется удельным дебитом скважин 0,2—2 л/сек и выше.

Комплекс содержит преимущественно хлоридно-кальциево-натриевые воды. Минерализация колеблется от нескольких грамм на литр до 260 г/л. Отношение r Na/Cl изменяется в значительных пределах, составляя чаще всего 0,85—0,70. Наименее минерализованы воды в областях приподнятого залегания комплекса (Воронежская и Белорусская антеклизы, южный склон Балтийского щита) где они часто гидрокарбонатно-кальциевые и сульфатно-кальциевые.

Газовый состав вод комплекса в региональном плане не изучен.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс объединяет песчаные отложения верхней части среднего девона и нижней части нижнефранского яруса верхнего девона.

В Балтийской синеклизе в состав комплекса входят отложения лужских и тартуских слоев среднего девона, снетогорских и нижней части подснетогорских слоев верхнего девона. В Московской синеклизе он объединяет верхнеживетские отложения (воробьевский и старооскольский горизонты) и нижнюю часть нижнещигровского горизонта франского яруса. Мощность комплекса в западных и центральных областях платформы изменяется в широких пределах — от 29 м в разрезе Пилтене до 344 м в разрезе Солигалича (см. рис. 26).

Газы, растворенные в подземных водах среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса (по площадям и скважинам)

Таблица 8

Показатели			Кувшиново	Ярославль, 3-р	Любим, 1-л	Любим, 1-р
Геологический индекс			$Cm_2—D_2$	O_1	O_1lt	O_2id
Интервал перфорации, м			1027—946	1985—1975	2204—2201	1899—1909
Глубина отбора пробы, м			920	1980	2203	1904
Температура воды на глубине отбора пробы, С			16,5	51,4	56	—
Приведенный объем растворенного газа, см³/л			34,98	84,5	150	—
Минерализация воды, г/л			141,4	286,7	298,4	280,8
Состав газа	% объем.	CO_2	3,31	7,6	1,54	6,51
		H_2	0,85	8,2	3,64	4,27
		CH_4	0,21	8,3	68,55	8,91
		N_2	93,36	75,7	23,70	78,7
		Ar	0,58	—	0,40	—
		He	1,68	—	1,12	—
	В см³/л	CO_2	1,16	0,61	2,31	2,45
		H_2	0,30	6,95	5,43	1,23
		CH_4	0,07	7,04	104,17	2,45
		N_2	32,66	64,20	35,51	22,66
		Ar	0,2	—	0,73	—
		He	0,59	—	1,68	—
	% объем.	C_2H_6	—	0,01	0,75	—
		C_3H_8	—	0,01	0,24	—
		C_4H_{10}+высш.	—	—	—	—
Общая упругость растворенных газов, кгс/см²			4,3	27,53	36,54	—
Давление на глубине отбора пробы, кгс/см²			81	219,9	246	—
Содержание биогенного азота, см³/л			75,3	—	92,54	—
Дата; где проведен анализ			12/X-1969	—	—	—

Красно-холмская	Рыбинск, 5-р	Москва—Боенская, 2 ЦБЛ	Чесноково, 2	Шкапово, 92	Нехлюдово, 101	Ромашкино, 3543
O_2	$Cm_2—D_2$	$Cm_2—D_2$	D_2	D_2	D_2	D_2
1393—1294	1968—1953	1400—1138	2259,6—2257	2206—2190	3364—3357	1763,6—1757
1290	1960	1100	2131	2160	3365	1750
31,4	55,5	31	40	42	87	34
88,3	118,7	84,2	640	384	525	322
132,3	286,3	217,9	270	280	280	275
0,54	2,34	2,15	0,3	1,5	0,1	2,7
5,67	0,89	12,0	—	—	5,2	—
0,12	23,9	8,72	43,0	46,8	68,5	64,7
92,2	71,4	76,04	51,4	46,6	23,24	23,2
0,246	0,33	0,27	—	—	0,145	—
1,18	1,14	0,73	—	—	1,347	—
0,44	2,78	1,82	1,80	5,76	0,53	8,69
4,62	1,06	12,09	—	—	27,3	—
0,09	28,37	7,53	275,2	179,71	359,63	208,3
75,14	84,75	76,04	328,96	178,94	122,01	74,70
0,2	0,39	0,27	—	—	0,76	—
0,96	1,35	0,73	—	—	7,06	—
—	1,21	0,95	5,3	3,9	2,71	4,7
—	0,76	0,43		1,2	0,25	1,6
—	0,043	0,04			0,0	3,1
15,4	40,2	16,5	159,5	95,4	123,8	62,2
132,3	218,5	114,3	—	—	—	—
92,54	83,58	86,19	—	—	—	—
18/X-1964 ВНИИГаз	28/VIII-1964 ВНИИГаз	16/V-1964	XI-1958, УфНИИ	16/IX-1956, УфНИИ	28/XII-1960, ВНИИГаз	27/V-1959, ТатНИИ

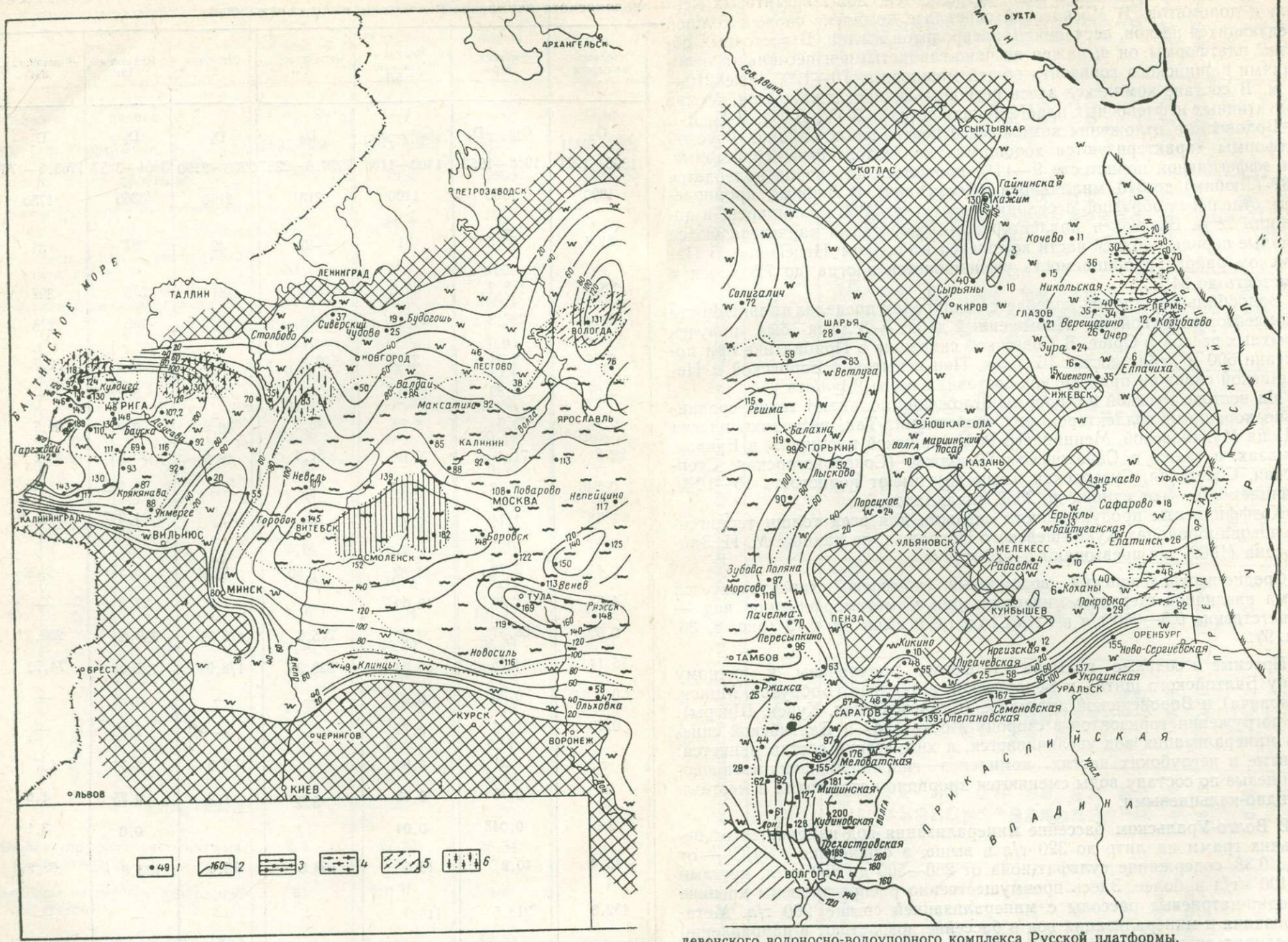


Рис. 7. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород средне
Составили Г. П. Якобсон, И. М. Меликова.

1 — местоположение скважины и мощность отложений комплекса, м; *2* — изолинии мощности, м; I гид
геологическая группа пород мощностью 10—50 м; *6* — III гидрогеологическая группа пород в кровле ком
Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

девонского водоносно-водоупорного комплекса Русской платформы.

рогеологическая группа пород в нижней части разреза мощностью, м: *3*— 50—100, *4*— 10—50, *5*—II гидрокомплекса мощностью 10—50 м.

В Балтийской синеклизе преобладают пески и песчаники с прослоями и линзами алевролитов и глин, встречаются слои доломитовых мергелей и доломитов. В Московской синеклизе комплекс сложен толщей чередующихся песков, песчаников, алевролитов и глин. В восточных областях платформы он выражен песчано-глинистыми и песчаными отложениями пашийского горизонта общей мощностью 70—120, реже 210—280 м. В составе комплекса здесь регионально прослеживаются четыре продуктивных нефтеносных пласта (снизу вверх): Д-IV, Д-III, Д-II, Д-I.

Водоносные отложения комплекса в центральных районах Русской платформы характеризуются хорошими коллекторскими свойствами. При эффективной пористости 9—11% проницаемость пород колеблется от 37 (Любим) до 840 миллидарси (Солигалич). В Любиме проницаемость отдельных образцов песчаников достигает 3650 миллидарси, а пористость 28%. Высокими коллекторскими свойствами характеризуются песчаные породы верхней части комплекса в Горьком, Непейцино. В Пачелмском районе проницаемость увеличивается иногда до 7,5 дарси и пористость до 34%.

Водообильность пород колеблется в широких пределах в зависимости от коллекторских свойств. Повышенный дебит — 8 л/сек был получен из рыхлых песков в Орше. В Советской скважине в Прибалтике при понижении 600 м дебит достиг 16 л/сек. При испытании Боровской и Непейцинской скважин притоки вод составили всего 0,1 л/сек.

На востоке Русской платформы отложения обладают также сравнительно хорошими коллекторскими свойствами. Так, песчаники пласта Д-III на Мухановской, Меннибаево-Ромашкинской площадях, в Бавлах, Туймазах, а также в Саратовском Поволжье (Соколовогорская, Степновская, Советская, Сусловская площади) имеют пористость 15—18%, проницаемость — от единиц до 2550 миллидарси.

Коэффициенты продуктивности скважин для всей толщи терригенного девона в районах Куйбышевского Поволжья, по данным М. И. Зайдельсона (1969), не превышают 5—10 м³/сут.

Средне-верхнедевонский водоносный комплекс характеризуется весьма различной степенью минерализации и метаморфизации вод — соответственно 0,5—350 г/л и *r* Na/Cl от 1,0 и выше до 0,43 (рис. 8, 36, табл. 9).

Пресные и соленые воды на платформе приурочены к южному склону Балтийского щита—к Белорусской антеклизе (Бобруйск, Минск, Смиловичи) и Воронежской антеклизе (Старый Оскол, Курск, Щигры). При погружении горизонтов в сторону Московской и Балтийской синеклиз минерализация вод увеличивается, а химический состав меняется: развитые в неглубоких частях комплекса гидрокарбонатно-магниево-кальциевые по составу воды сменяются хлоридно-натриевыми и местами хлоридно-кальциевыми.

В Волго-Уральском бассейне минерализация вод изменяется от нескольких грамм на литр до 320 г/л и выше, а отношение *r* Na/Cl — от 1,0 до 0,38, содержание сульфат-иона от 250—500 до 850 мг/л, местами до 2400 мг/л и более. Здесь преимущественно распространены крепкие хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией свыше 260 г/л. Метаморфизация и минерализация вод в бассейне возрастают в направлении к Предуральскому прогибу и Прикаспийской впадине, и только в районе Каратау и Бельской депрессии (примерно в 100-км полосе, считая от прогиба), проявляется воздействие движения слабометаморфизованных вод с Урала. Для прибортовых частей Прикаспийской впадины характерны хлоридно-натриевые рассолы.

Таблица 9

Солевой состав подземных вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса (по площадям и скважинам)

Показатели	Кулдига, 15	Максатиха, 4-р	Переславль-Залесский	Тума, 1-р	Солигалич, 1952	Чухлома, 3	Елабуга, 130, I/X—1960	Ново-Елхово, 198, 22/VII—1961	Султангулово, 210, 12/X—1960
Интервал опробования, м	441—438	821,6—1563,2	1430—1470	930—940	1147—1151	1908—1930	—	—	2278—2288
Плотность воды, г/см³	—	1,1075	1,1551	1,110	—	1,1785	1,1842	1,1876	1,1820
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ мг/л	1114	40297	58045	42174	58467	74442	80188	80424	62200
мг-экв/л	47,81	1752,79	2418,53	1822,97	2542	3219,59	3488,77	3498,08	2705,10
%-экв	26,85	36,59	30,93	34,33	35,74	34,98	36,38	35,68	27,35
$Ca^{\cdot\cdot}$ мг/л	493	8686	21458	9860	14610	20527	19673	21669	38590
мг-экв/л	24,58	433,44	1072,75	492,0	729	1024,29	981,70	1081,31	1925,65
%-экв	13,80	9,05	13,73	9,24	10,26	11,13	10,23	11,03	19,48
$Mg^{\cdot\cdot}$ мг/л	205	2540	5073	4163	3461	4353	3935	3916	3820
мг-экв/л	16,65	208,91	417,15	342,35	284,5	357,95	323,64	322,03	314,14
%-экв	9,35	4,36	5,34	6,43	4,00	3,89	3,39	3,28	3,17
Cl' мг/л	2450	83655	138294	93454	125299	162857	169972	173778	174820
мл-экв/л	69,09	2359,06	3900,0	2631,48	3533,4	4592,69	4793,76	4901,11	4930,48
%-экв	38,80	49,22	49,0	49,51	49,78	49,90	49,58	49,99	49,84
SO_4'' мг/л	897	1672	395	1236	712	405	6	17	600
мг-экв/л	18,67	34,81	8,23	25,74	14,81	8,44	0,12	0,36	12,49
%-экв	10,50	0,73	0,10	0,48	0,21	0,01	0,14	0,01	0,13
HCO_3' мг/л	78	91	12	1,0	61	43	15	—	110
мг-экв/л	1,28	1,50	0,20	0,1	1,0	0,7	0,24	—	1,18
%-экв	0,70	0,05	—	0,01	0,01	0,01	0,28	—	0,02
Общая минерализация, г/л	5,24	136,94	223,28	151,34	203,12	263,47	273,79	279,81	280,14
Σ анионов и катионов, мг-экв/л	178,08	4790,51	7816,86	5314,64	7104,7	920	9588,23	9802,94	9889,86
I' мг/л	—	—	—	4,01	—	6,02	—	—	—
Br' мг/л	—	—	—	452,3	508,8	720	—	—	1212
Na/Cl	0,69	0,74	0,62	0,68	0,7	0,70	0,72	0,71	0,54
Cl/Br	—	—	—	206,62	246,2	226	—	—	144
$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	27,02	1,47	0,21	0,97	0,42	0,18	0,00	0,35	0,25
HCO_3/SO_4	0,06	0,04	0,02	0,004	0,07	0,08	2,00	—	0,09

В западных и центральных областях платформы растворенные газы средне-верхнедевонского комплекса обычно азотные; газонасыщенность редко превышает 100 см³/л. Здесь в областях питания комплекса—Латвийской седловине, Белорусской антеклизе, центральных и северных районах Воронежской антеклизы и др. — распространены наиболее «бедные» углеводородами и биогенным азотом газы, встречаются в небольшом количестве (табл. 10, рис. 9).

Концентрация метана варьирует от нуля до 24%, возрастая в целом в сторону погруженных частей Рязано-Саратовского прогиба, а также с погружением комплекса в направлении Переяславль-Залесский—Рыбинск—Данилов. Параллельно увеличивается и газонасыщенность—до 170 см³/л.

Иной облик имеют растворенные газы в северо-восточных районах Волго-Уральского бассейна: в их составе содержится большое количество биогенного азота, значительное количество метана и тяжелых углеводородов. По движению вод комплекса в глубоких зонах метаморфизованных и сильно метаморфизованных вод возрастает удельное значение метана и тяжелых углеводородов (до 50—70% и выше). Газонасыщенность здесь часто равна 500—600 см³/л и более.

В Нижнем Поволжье распространены также углеводородно-азотные газы. Содержание углеводородов составляет от 52% на Гуселкинской площади до 97% на Степновской площади, увеличиваясь в целом в сторону Прикаспийской впадины; концентрация азота, наоборот, уменьшается в этом направлении от 40 до 11%; характерно незначительное содержание водорода (в среднем 0,8%) и углекислого газа (0,95%), тяжелые углеводороды присутствуют в количестве от 0,26 (Марьевская площадь) до 3,5% (Гуселкинская площадь). Воды в Нижнем Поволжье характеризуются высокой газонасыщенностью, а на отдельных площадях общая упругость газа достигает гидростатического давления (Степновская, Отроговская площади).

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Верхнедевонский водоупор (II типа) в западных и центральных областях платформы выделяется в объеме верхней глинистой части швентойского горизонта; его слагают глины и аргиллиты и в меньшей степени алевролиты и песчаники. В центральной части Московской синеклизы в разрезе исчезают прослои песков, породы становятся сильно глинистыми. Практически здесь залегают водоупорные отложения.

Мощность комплекса в Балтийской синеклизе колеблется от 10 (Локно, Черская) до 72 м (Бауска) и больше (рис. 10); в Московской синеклизе в основном от 40 до 80 м, увеличиваясь в районе Солигалича до 175 м.

В восточных областях платформы в комплекс входят главным образом глинистые породы кыновского и карбонатные — саргаевского горизонтов мощностью до 20—50 м, местами до 200 м (Мелекесс-Радаевская впадина) и 600—700 м (Кажимский прогиб). В составе комплекса здесь выделяется несколько пористых пластов-коллекторов под общим индексом Д-0. Они играют в разрезе сравнительно незначительную роль, залегая локально. Песчаники пласта Д-0 слабо нефтенасыщены в Яблоневом Овраге и промышленно нефтеносны в Жигулевске и на Чубовском месторождении.

ВЕРХНЕДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс сложен преимущественно карбонатными отложениями франского (средне- и верхнефранский подъярусы), фаменского и турнейского ярусов. Он характеризуется преобладающими мощностями 250—500 м и большим разнообразием литологического состава.

Отложения среднефранского подъяруса в Балтийской синеклизе представлены доломитами, мергелями и известняками. В Московской синеклизе развиты битуминозные известняки и сланцы, глинистые известняки, мергели, известковистые глины. На ее северном борту от Валдая к Солигаличу и дальше на север к Коноше среди известняков и глин появляются алевролиты и песчаники. Мощность отложений на Центральном девонском поле равна 35 м, к Москве она увеличивается до 77 м.

На востоке платформы почти повсеместно распространены битуминозные глинистые известняки, сланцы с подчиненными прослоями мергелей. В Татарии и Башкирии в средней части разреза отмечаются прослои пористых органогенно-обломочных известняков, насыщенных нефтью. Мощность отложений здесь изменяется от 40 до 135 м.

Верхнефранские и фаменские отложения в западных и центральных частях платформы представлены толщей переслаивающихся глин, мергелей, песчаников, песков и доломитов, в верхней части разреза с прослойками гипсов.

Турнейский ярус характеризуется карбонатными породами.

Коллекторские свойства отложений комплекса в целом невысокие. Пестрый литологический состав обусловливает весьма неравномерную водообильность. В зависимости от трещиноватости пород и присутствия песчаных прослоев дебиты колеблются от долей до нескольких литров в секунду.

В местах неглубокого залегания верхнедевонско-нижнекаменноугольного водоносного комплекса развиты маломинерализованные и пресные воды. Так, в Брянске к верхнедевонским отложениям приурочен мощный горизонт пресных вод с дебитом отдельных скважин до 90 л/сек; на Воронежской антеклизе в этих отложениях также вскрыты пресные воды (дебит скважин от 0,5—1 до 10 л/сек). В Москве на глубине 335 м встречены воды с минерализацией 4,6 г/л.

На северном борту Московской впадины минерализация изменяется от 42 до 189 г/л. Увеличение ее происходит от Коноши к Вологде, в сторону погружения водоносного комплекса. В том же направлении уменьшается коэффициент r Na/Cl до 0,73. Содержание сульфатов обычно невелико. В направлении к центральным районам Московской синеклизы (Любим и Солигалич) минерализация вод увеличивается до 237—273 г/л; йод здесь содержится в виде следов, а содержание брома достигает 680 мг/л. В то же время из турнейского горизонта в Котельниче с глубины 1400 м получен практически бессульфатный рассол (245 г/л), не содержащий брома и йода.

Наиболее глубоко водоносный комплекс залегает в Волго-Уральском бассейне (на Ореховской и других площадях). Здесь в верхнефранском горизонте на глубинах 1600—2100 м минерализация вод составляет 227—264 г/л, отношение r Na/Cl изменяется от 0,76 до 0,70, содержание йода — от 5,0 до 16 мг/л, брома — от 540 до 830 мг/л и более. Минерализация вод фаменских отложений на глубине 1300—1880 м составляет преимущественно около 260 г/л. Содержание ионов (%/мг-экв) следующее: хлор-ион 98,8—99,4, сульфат-ион не более 0,4, гидрокарбонат-ион 0,02—0,1; из катионов — щелочи составляют около 80%, магний 5,2—

Таблица 10

Газы, растворенные в подземных водах средне-верхнедевонского водоносного комплекса

Площадь, скважина			Рыбинск, 5-р	Богородская, 3	Константиново, 161	Шкапово, 37	Кажим, 104	Боровская, 8	Султангулово, 102	Кудымкар, 1	Бавлинская, 527	Ромашкино (Лениногорская), 44	Сулинская, 21
Геологический индекс			D_2сг	D_2^1 р+к	Dp	Dp	D^2	D_{2+3}	D_{2+3}	D_3^1	D_3^1	D_{2+3}	D_2^2
Интервал перфорации, м			1566—1589	2083,2—2075,2	1716—1714, 1738—1721	2075,5—2065,0	1984—1981	2250—1240	2385—2379	2003—1999	1555—1542	1718—1714, 1724—1720, 1728—1727	1831,4—1828,8
Глубина отбора пробы, м			1570	1710	—	2070	1980	2230	2375	2000	1500	1700	1600
Температура воды на глубине отбора пробы, °С			42	35	48	37	—	51	50	—	29	40	—
Приведенный объем растворенного газа, см³/л			116,9	331	390	296	213	234	420	360	218	455	216
Минерализация воды, г/л			280,8	290	278	270	263,2	250	248	255	258,2	275	—
Состав газа	% объем,	CO_2	0,32	0,5	5,2	0,5	0,8	0,2	1,4	CO_2+H_2S 0,6	21,6	1,2	CO_2+H_2S 0,3
		H_2	1,08	—	—	—	—	3,0	—	—	—	4,1	—
		CH_4	15,22	27,6	42,9	41,1	2,0	47,8	63,3	1,0	7,1	55,5	31,3
		N_2	80,75	70,6	49,8	55,6	96,6	48,6	29,0	84,8	55,3	31,5	59,8
		Ar	0,3	—	0,099	0,212	—	0,206	0,157	—	—	0,093	—
		He	1,33	—	0,911	0,907	—	0,980	0,787	—	—	0,563	—
	Н см³/л,	CO_2	0,37	1,65	20,28	1,48	1,70	0,47	5,88	2,16	47,09	5,46	0,65
		H_2	1,26	—	—	—	—	7,02	—	—	—	18,66	—
		CH_4	18,96	91,36	167,31	121,66	4,26	111,85	265,86	3,6	15,48	252,53	67,61
		N_2	34,50	233,69	194,22	163,58	205,76	113,72	121,80	303,84	120,55	143,33	129,17
		Ar	0,35	—	0,39	0,63	—	0,48	0,66	—	—	0,42	—
		He	1,55	—	0,04	2,68	—	2,29	3,31	—	—	2,56	—
	% объем	C_2H_6	0,38			2,6	0,6	0,3	3,8	2,3	0,9	6,3	4,6
		C_3H_8	0,01	1,3	2,1	0,2	0,0	0,1	1,2	4,6	0,0	1,0	2,4
		C_4H_{10}+высш.	—				0,0	0,0	1,3	6,0	0,0	0,3	1,6
Общая упругость растворенных газов, кгс/см²			39,45	99,3	73,5	71,8	49,4	53,1	91,4	105,4	35,0	96,2	—
Дата; где проведен анализ			30/III-1965	3/IX-1959, УфНИИ	18/IX-1953, ВСЕГЕИ	19/IX-1956, ВНИИГаз	27/-1959, ТатНИИ	23/X-1958, 11/X-1962, КНИИ НП	22/IX-1958, ВНИИГаз	24/III-1959, КНИИ НП	28/III-1959, ТатНИИ	15/VII-1963, ВНИИГаз	22/III-1960, ТатНИИ

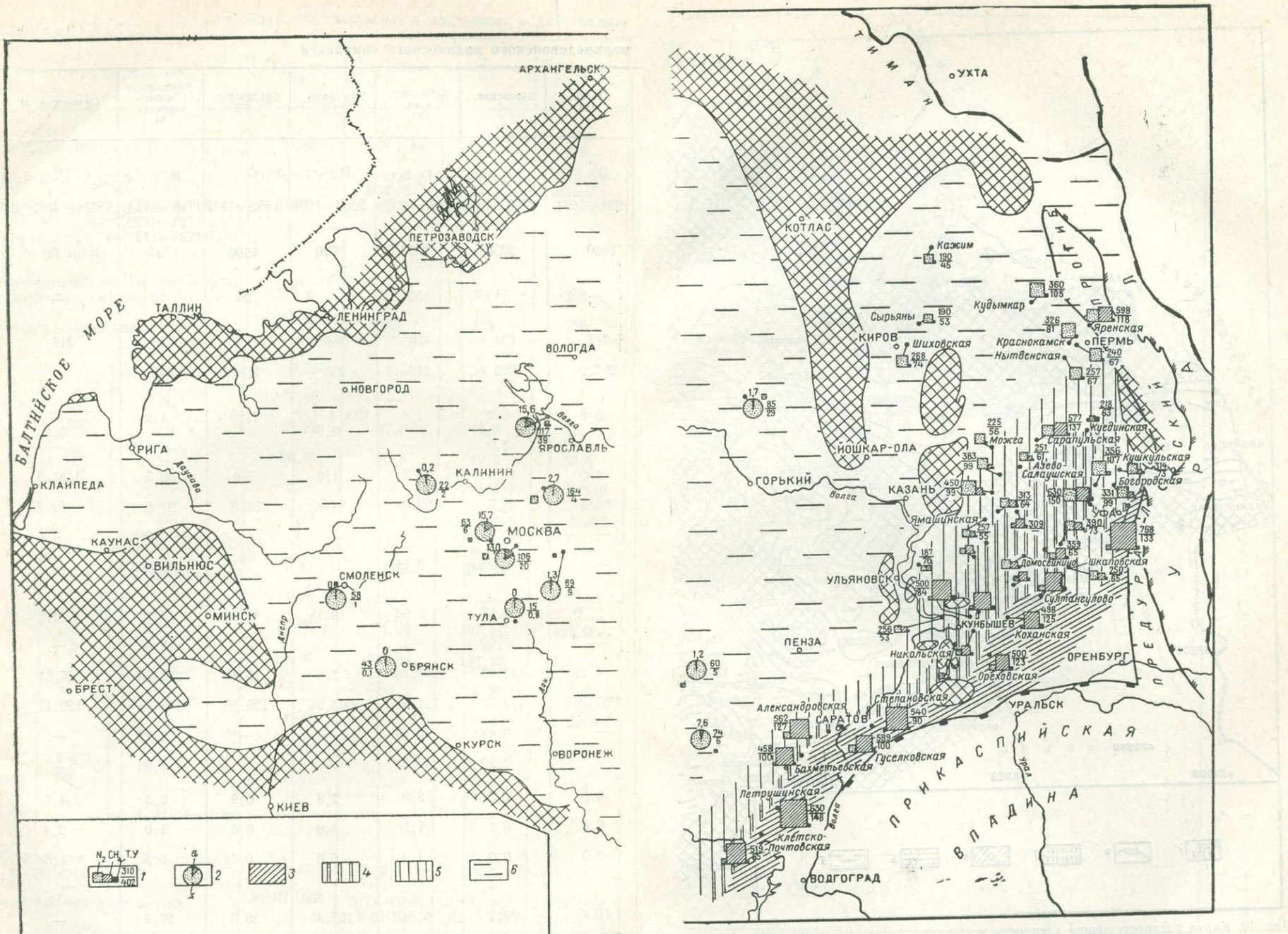


Рис. 9. Схематическая карта содержания азота, метана и тяжелых углеводородов в во
Составил Г. П. Якобсон.

1 — количество и состав воднорастворенных газов, в относительных величинах: N_2 — азот+редкие газы, ние насыщения, кгс/см²; *2* — состав воднорастворенных газов: *а* — метан+тяжелые углеводороды, *б* — *4* — азотно-метановых, *5* — метаново-азотных, *6* — азотных.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

дах средне-верхнедевонского водоносного комплекса Русской платформы.

Т. У. — тяжелые углеводороды; дробь: в числителе — газовый фактор, см³/л; в знаменателе — давле- азот+редкие газы, %. масштаб — 1°=3,6‰ содержания отдельных газов; зоны газов: *3* — метановых

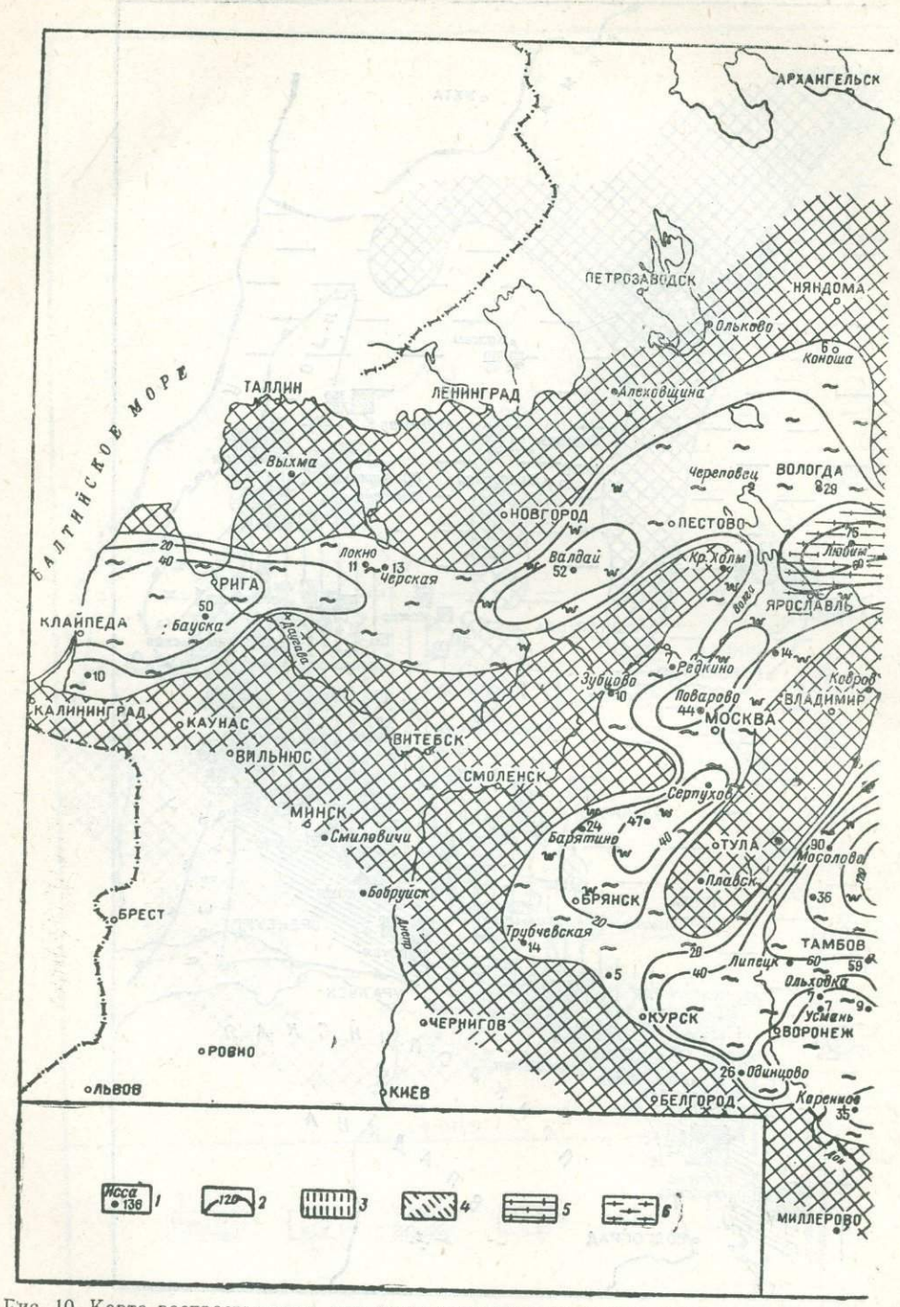
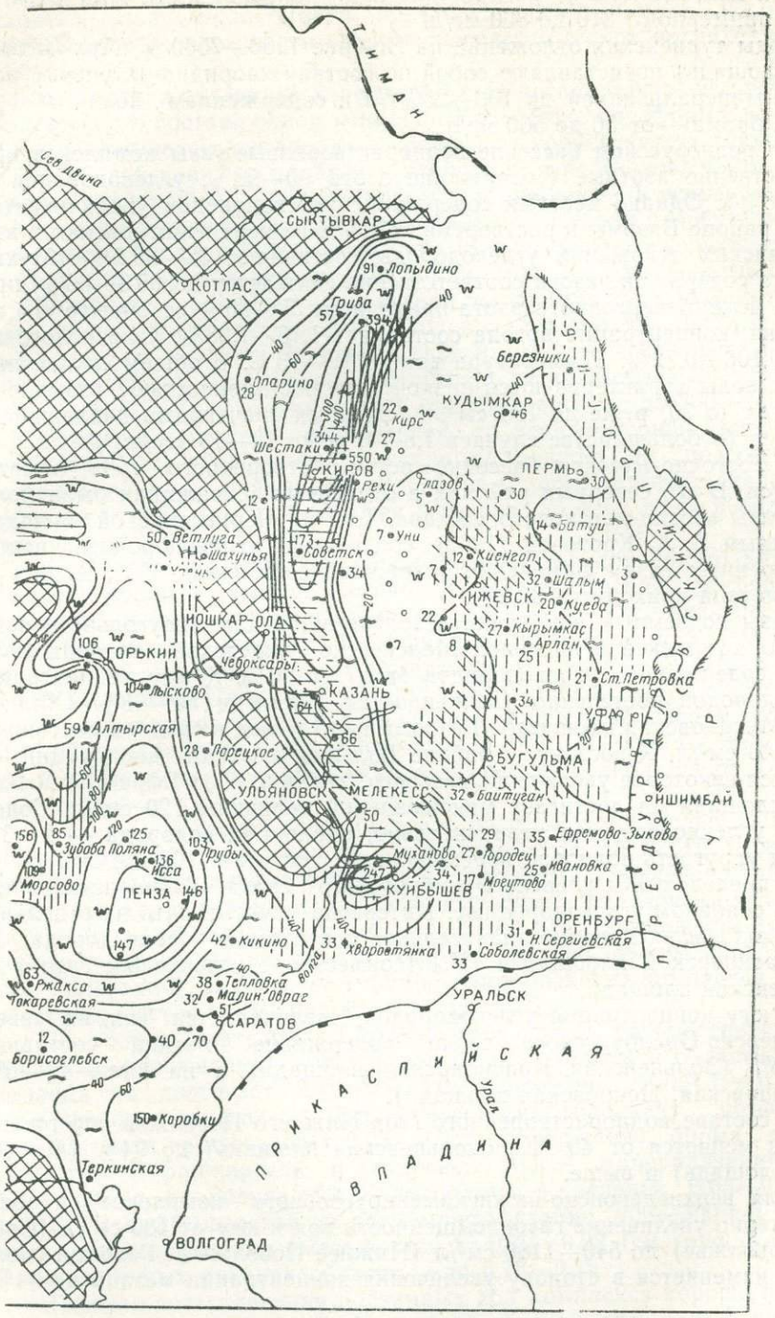


Рис. 10. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород верхнеде

1 — местоположение скважины, мощность комплекса, м; *2* —изолинии мощности комплекса, м; [[ги
дней части разреза мощностью менее 10 м, *5* — в нижней части разреза мощностью 50—100 м, *6* — в ниж
Остальные условные обозначения см. на рис. 6.



вонского водоносно-водоупорного комплекса Русской платформы.

дрогеологическая группа пород, залегающая: *3*—в верхней части разреза мощностью менее 10 м, *4*—в сре
ней части разреза мощностью менее 10 м.

10,8% и кальций 10,2%. Содержание йода колеблется от 6 до 15 мг/л, брома примерно от 370 до 850 мг/л.

Воды турнейских отложений на глубине 1200—2500 м (Арх-Латышская площадь) представляют собой по составу хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией до 100—250 г/л и содержанием йода от 3 до 7 мг/л, брома — от 50 до 500 мг/л.

В Среднерусском бассейне воднорастворенные газы комплекса преимущественно азотные (содержание азота 90—98%, углеводородов — до 1—8%). Однако местами содержание углеводородов увеличивается. Так, в районе Вязьмы в растворенных газах из верхнещигровских и верхнефранских отложений углеводороды составляют 32—35,2% (Мухин, 1963), а содержание азота соответственно снижается до 63,3—66%, причем на долю безаргонного азота приходится 33—35% от общего его количества; концентрация аргона составляет 1,13—1,38%, углекислого газа — 0,106—0,72%. Температура вод до 12—13°С. В общем случае подземные воды характеризуются низкой газонасыщенностью (обычно в пределах до 70, реже до 180 $см^3/л$), низкими значениями давления насыщения (в большинстве случаев 1,5—4, реже 12—13 $кгс/см^2$).

В Восточно-Русском бассейне состав растворенного газа заметно меняется. В его северных районах в отдельных скважинах были получены газы азотно-метанового состава. Так, на Черкассинской площади, по данным В. А. Кротовой (1962), содержание углеводородов в воднорастворенных газах фаменских отложений составляет 36%, из них на долю метана приходится 32,8%.

Газы подземных вод верхнедевонско-нижнекаменноугольного водоносного комплекса в пределах Мелекесско-Радаевской впадины азотные, с содержанием углеводородов от 2,7 до 20%. К югу концентрация углеводородов постепенно увеличивается, достигая 56—68% (Хилковская, Мухановская площади). Газовый фактор вод в среднем составляет 180—240 $см^3/л$. К востоку, в районе Большекинельских дислокаций, отмечается некоторое увеличение газового фактора, а на Ефремово-Зыковской площади он достигает максимальной величины 720 $см^3/л$. Содержание углекислого газа незначительно, около 1%, водорода — 2—3%. Общая упругость воднорастворенного газа достигает 102 $кгс/см^2$.

В пределах Жигулевско-Оренбургского свода воднорастворенные газы в основном углеводородные. Интересно отметить, что на отдельных площадях зафиксировано значительное содержание сероводорода: 5% на Красноярской площади и 15% (совместно с углекислым газом) на Зольненской площади.

К югу концентрация углеводородов увеличивается. Так, на севере Жигулевско-Оренбургского свода содержание метана составляет 20—25% (Зольненская, Красноярская площади), а на юге — 47—69% (Кулешовская, Покровская площади).

В составе воднорастворенного газа Нижнего Поволжья содержание метана меняется от 49 (Колокольцевская площадь) до 94% (Марьевская площадь) и выше.

Для верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса в целом характерно увеличение газонасыщенности вод к югу от 180 $см^3/л$ (Среднее Поволжье) до 540—1180 $см^3/л$ (Нижнее Поволжье). Газовый состав также изменяется в сторону увеличения концентрации метана до 94%.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен переслаиванием преимущественно глинистых и песчаных отложений визейского яруса (тульские и бобриковские слои

яснополянского подъяруса, на востоке платформы также радаевские и елховские слои малиновского подъяруса). Карбонатные породы за исключением верхней части разреза комплекса имеют подчиненное значение.

Московская синеклиза характеризуется чрезвычайной пестротой литологического состава пород (рис. 11). На востоке платформы во многих районах комплекс представлен в средней и верхней частях главным образом толщей глин, аргиллитов и глинистых известняков, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами, а в нижней — в основном, глинами, аргиллитами и глинистыми известняками. Сверху разрез комплекса прикрывается глинистыми известняками тульского горизонта. На юго-востоке платформы в нем увеличивается мощность карбонатных пород.

В западных областях центральной части Русской платформы мощность комплекса в большинстве случаев составляет 10—35 м. В восточных областях, включая Татарский свод и в более восточных районах, мощность весьма непостоянна, но обычно не превышает 30—70 м, возрастая лишь в Камско-Кинельской системе прогибов до 300—350 м.

Комплекс обладает значительной, но неравномерной водообильностью. Наиболее обводнены отложения, выходящие на поверхность в центральной части платформы. В районе Серпухова дебит скважин колеблется от 0,5—1,0 до 2—3 л/сек в песках, до 4—6 л/сек и более — в известняках и углях.

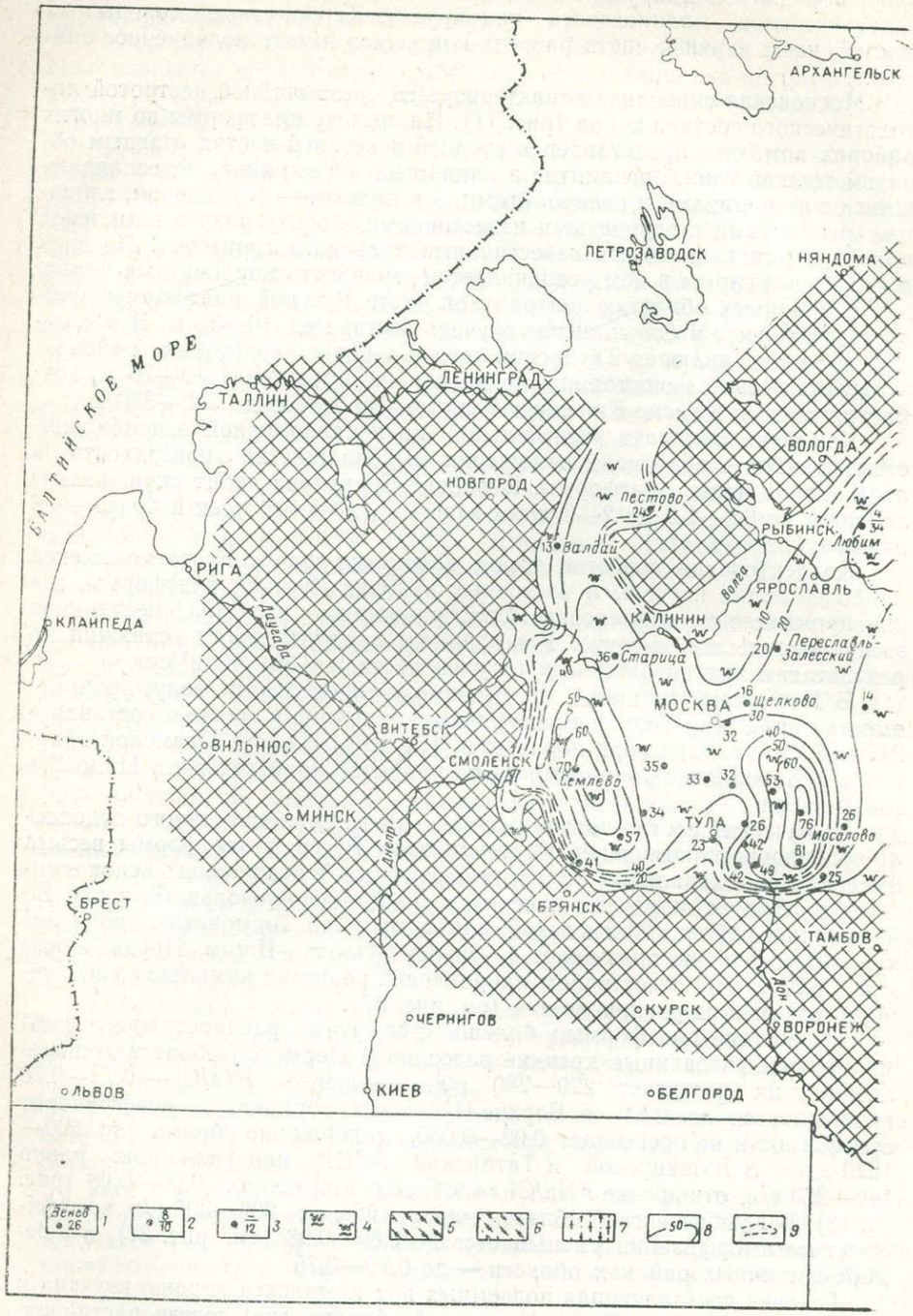
Коллекторские свойства пород водоносно-водоупорного комплекса наиболее полно изучены в восточных районах Русской платформы, где они промышленно нефтеносны. Фильтрационные свойства песчаников здесь повсеместно высокие. Коэффициент продуктивности скважин по результатам кратковременных откачек достигает 30—40 м³/сут.

В Пермском Прикамье, на Ярино-Каменноложском валу, проницаемость пород терригенной толщи нижнего карбона в среднем составляет 210—223 миллидарси при пористости 15—18%. На юге Пермской области и в Башкирии проницаемость песчаников колеблется от 11 до 874 миллидарси.

Химический состав подземных вод нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса на территории Русской платформы весьма изменчив. В центральных областях платформы в отложениях яснополянского подъяруса встречены пресные и слабоминерализованные воды. Во внутренних районах Московской синеклизы и на Токмовском своде минерализация их не превышает 4—56 г/л (Юлово—Ишим, Пруды, Горький, Солигалич). В восточном направлении развития комплекса засоленность вод быстро увеличивается (см. рис. 37).

На востоке платформы в большинстве случаев распространены весьма метаморфизованные крепкие рассолы. В Пермской области минерализация их достигает 220—280 г/л, отношение rNa/Cl — 0,72—0,76 (уменьшается до 0,53 в Верхне-Чусовских городках), коэффициент сульфатности не превышает 0,02—0,050, содержание брома до 500—1220 мг/л. В Башкирской и Татарской АССР минерализация равна 140—260 г/л, отношение r Na/Cl колеблется в пределах 0,63—0,98 (рис. 12, 13). В Куйбышевской области минерализация 206—300 г/л, коэффициент метаморфизации уменьшается до 0,89—0,98 (см. рис. 37), а в северо-восточных районах области — до 0,70—0,75.

Газовая составляющая подземных вод комплекса хорошо изучена в нефтеносных районах Волго-Уральской области, где состав растворенных газов весьма непостоянен. Так, в Пермской области содержание углеводородов в водах колеблется от 2 до 40—60% и более, закономерно увеличиваясь в сторону Предуральского прогиба (рис. 14). В Баш-



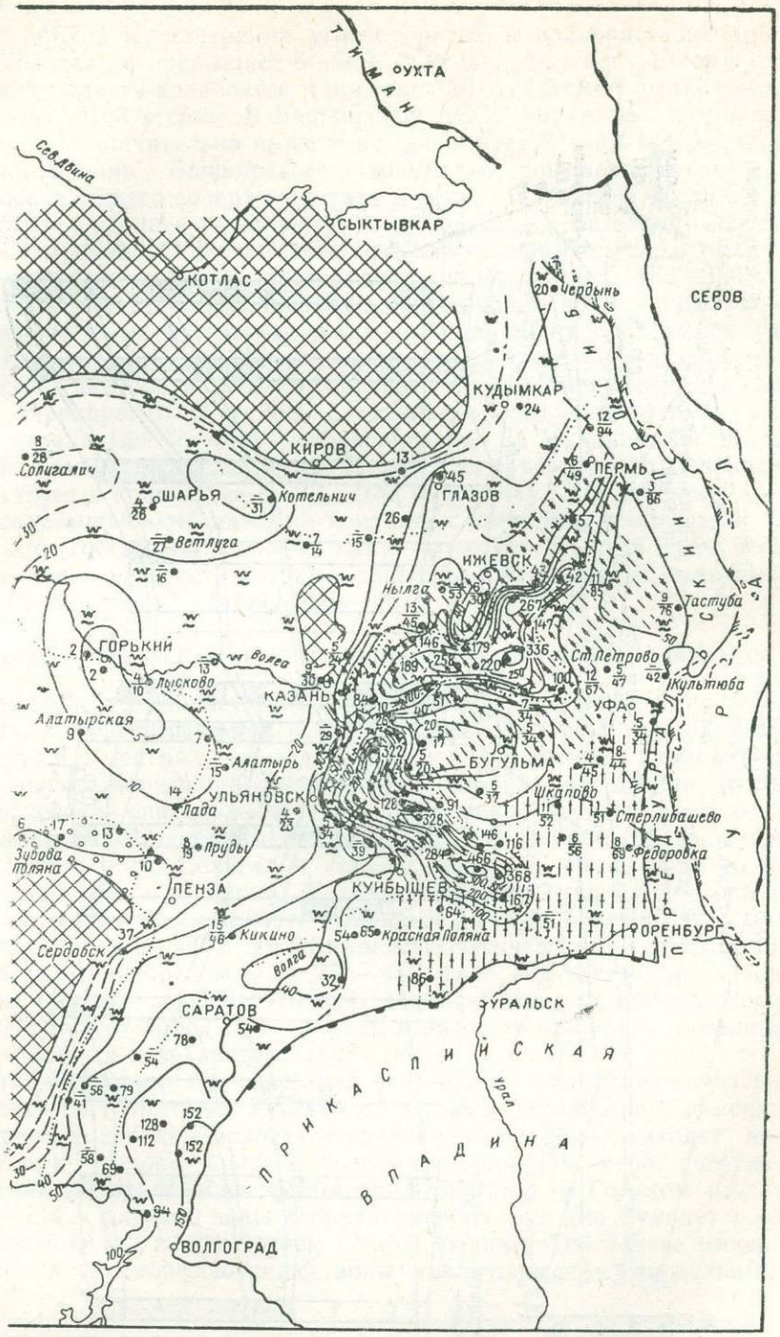
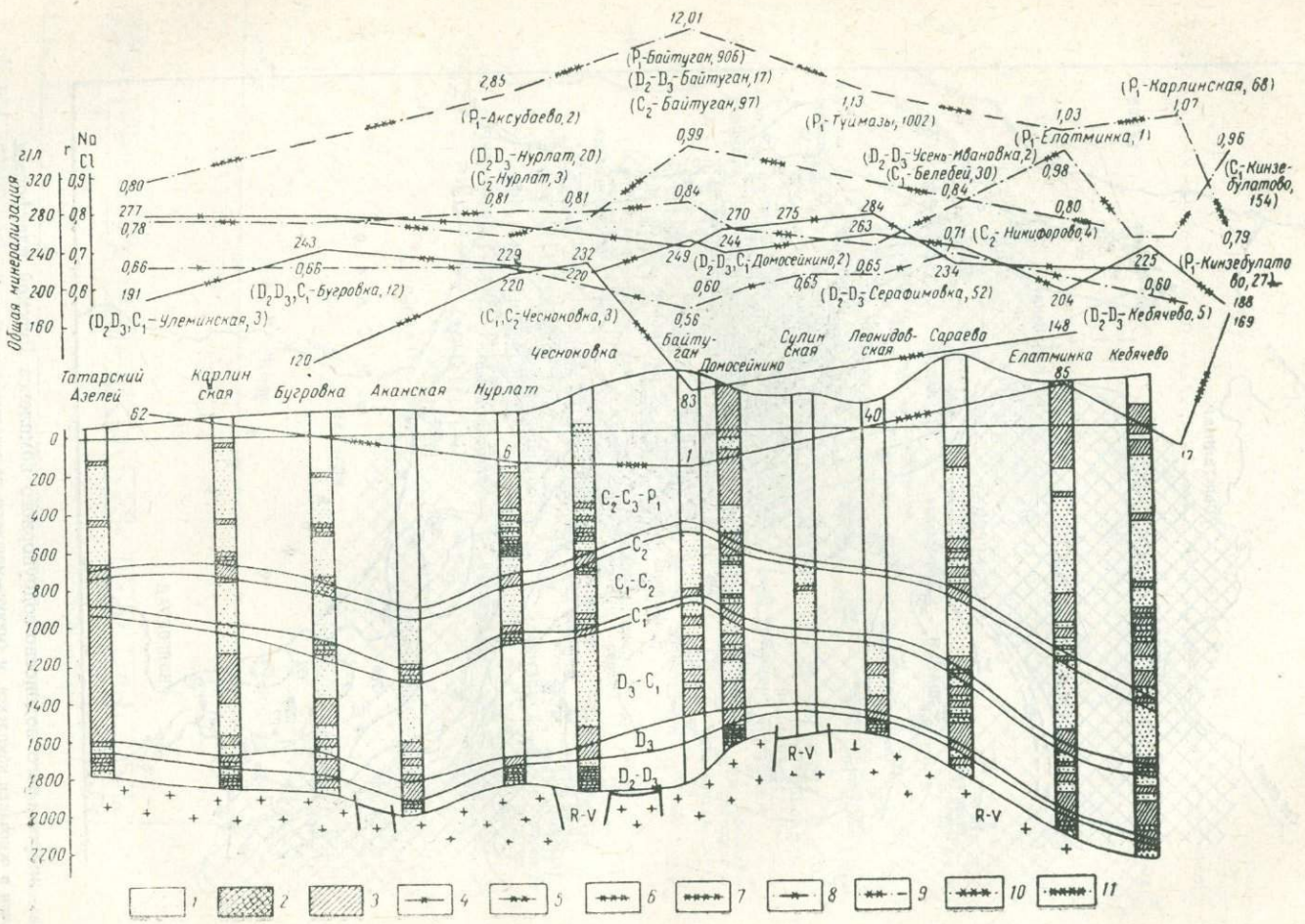


Рис. 11. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород нижне каменноугольного водоносно-водоупорного комплекса Русской платформы.

1 — местоположение скважины, мощность комплекса, м; *2, 3* — *дробь*: в числителе — мощность глинистой пачки в основании комплекса, м (минус — мощность не выяснена), в знаменателе — мощность компелкса, м; *4* — II гидрогеологическая группа пород с пачкой глин мощностью 5—10 м в основании комплекса; III гидрогеологическая группа пород (глины, аргиллиты), залегающая в средней части разреза комплекса мощностью, м; *5* — менее 10; *6* — 10—50; *7* — I гидрогеологическая группа пород (известняки, доломиты и др.), залегающая в верхней части разреза мощностью 10—50 м; *8* — изолинии мощности комплекса, м; *9* — выходы на поверхность отложений карбона на западном склоне складчатого Урала.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.


Общая минерализация
г/л
Na
Cl
Татарский Азелей
Карлинская
Бугровка
Аканская
Нурлат
Чесноковка
Байтуган
Сулинская
Леонидовская
Сараево
Елатминка
Кебячево
(D2D3-Улеминская, 3)
(D2D3C1-Бугровка, 12)
(C1,C2-Чесноковка, 3)
(D2D3-Нурлат, 20)
(C2-Нурлат, 3)
(P1-Аксубаево, 2)
(P1-Байтуган, 906)
(D2-D3-Байтуган, 17)
(C2-Байтуган, 97)
(P1-Туймазы, 1002)
(D2D3C1-Домосейкино, 2)
(D2-D3-Серафимовка, 52)
(D2-D3-Усень-Ивановка, 2)
(C1-Белебей, 30)
(C2-Никифорово, 4)
(P1-Елатминка, 1)
(P1-Карлинская, 68)
(D2-D3-Кебячево, 5)
(C2-Кинзебулатово, 154)
(P1-Кинзебулатово, 27)
C2-C3-P1
C2
C1-C2
C1
D3-C1
D3
D2-D3
R-V
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

кирской АССР концентрация углеводородов в воднорастворенных газах комплекса не превышает 6—28%. Общая упругость газов в водах Пермской области колеблется в пределах 30—69 кгс/см², редко увеличиваясь до 95—103 кгс/см². В Башкирской АССР упругость воднорастворенного газа значительно ниже и не превышает 37—52 кгс/см². В южном направлении Башкирского Приуралья прослеживается также уменьшение общего содержания газа в водах комплекса. Если в Пермской области среднее значение газового фактора составляет 280 см³/л, то в Башкирской АССР оно часто снижается до 190 см³/л. В общем газонасыщенность в этих районах колеблется в пределах 150—450 см³/л. Отмечено присутствие углекислого газа и сероводорода, суммарное содержание которых составляет в большинстве случаев 0,6—2,3% (реже до 5—11%). В Среднем Поволжье в наиболее изученных газах нефтеносного пласта Б-2 бобриковского горизонта преобладает азот, содержание метана варьирует от 22 до 36% (Зайдельсон, 1961). Повышенное содержание метана (до 47—62%) зафиксировано на Мухановской и Дмитровской площадях (Жигулевско-Пугачевская вершина). Сероводород присутствует в количестве 1—2%. Для пластовых вод характерна слабая газонасыщенность даже на контакте с крупными нефтяными залежами. Упругость растворенных газов колеблется от 26 до 99 кгс/см², причем общая упругость их ниже давления насыщения на величину порядка 10—20 кгс/см² (Зайдельсон, 1961).

НИЖНЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс объединяет отложения башкирского, намюрского и верхней части визейского ярусов. Сложен преимущественно известняками и доломитами, в центральных областях и на юго-восточных окраинах платформы включает песчано-глинистые и соленосные отложения. В пределах Московской синеклизы мощность комплекса изменяется от 20—30 м на западных и юго-западных бортах до 90—106 м в центральных ее участках (Вологда, Солигалич, Любим, Шарья); увеличение до 100—128 м наблюдается в районах Москвы и Пестово (рис. 15). В восточных областях платформы мощность комплекса увеличивается: На Татарском своде до 200—350 м, на Жигулевско-Пугачевском — до 315—435 м, на Пермско-Башкирском — до 250—450 м, на юго-восточном моноклинальном склоне — до 600—645 м. Водообильность пород комплекса резко колеблется от долей до 2—4 л/сек и более в районах повышенной трещиноватости и закарстованности пород.

Химический состав подземных вод нижне-среднекаменноугольного комплекса на территории Русской платформы значительно изменяется. В центре и на западе Московской впадины отложения выходят на поверхность и содержат пресные подземные воды. По мере погружения отложений минерализация вод быстро возрастает. В Горьком на глубине 709—714 м развиты воды хлоркальциевого типа (по Сулину) с минерализацией 54 г/л и отношением r Na/Cl, равным 0,83. Менее минерализованные и метаморфизованные воды наблюдаются в центральных ча-

Рис. 12. Схематический гидрогеологический профиль по линии Татарский Азелей — Кебячево (Башкирия).

Отложения гидрогеологических групп пород: *1* — I; *2* — II; *3* — III; минерализация подземных вод комплексов, г/л: *4* — средне-верхнедевонского водоносного; *5* — нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного: *6* — среднекаменноугольного водоносно-водоупорного; *7* — средне-верхнекаменноугольного—нижнепермского (верхняя часть) водоносного: метаморфизация подземных вод комплексов ($r\frac{Na}{Cl}$): *8*—средне-верхнедевонского водоносного, *9* — нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного, *10* — среднекаменноугольного водоносно-водоупорного, *11*—средне-верхнекаменноугольного— нижнепермского (верхняя часть) водоносного.

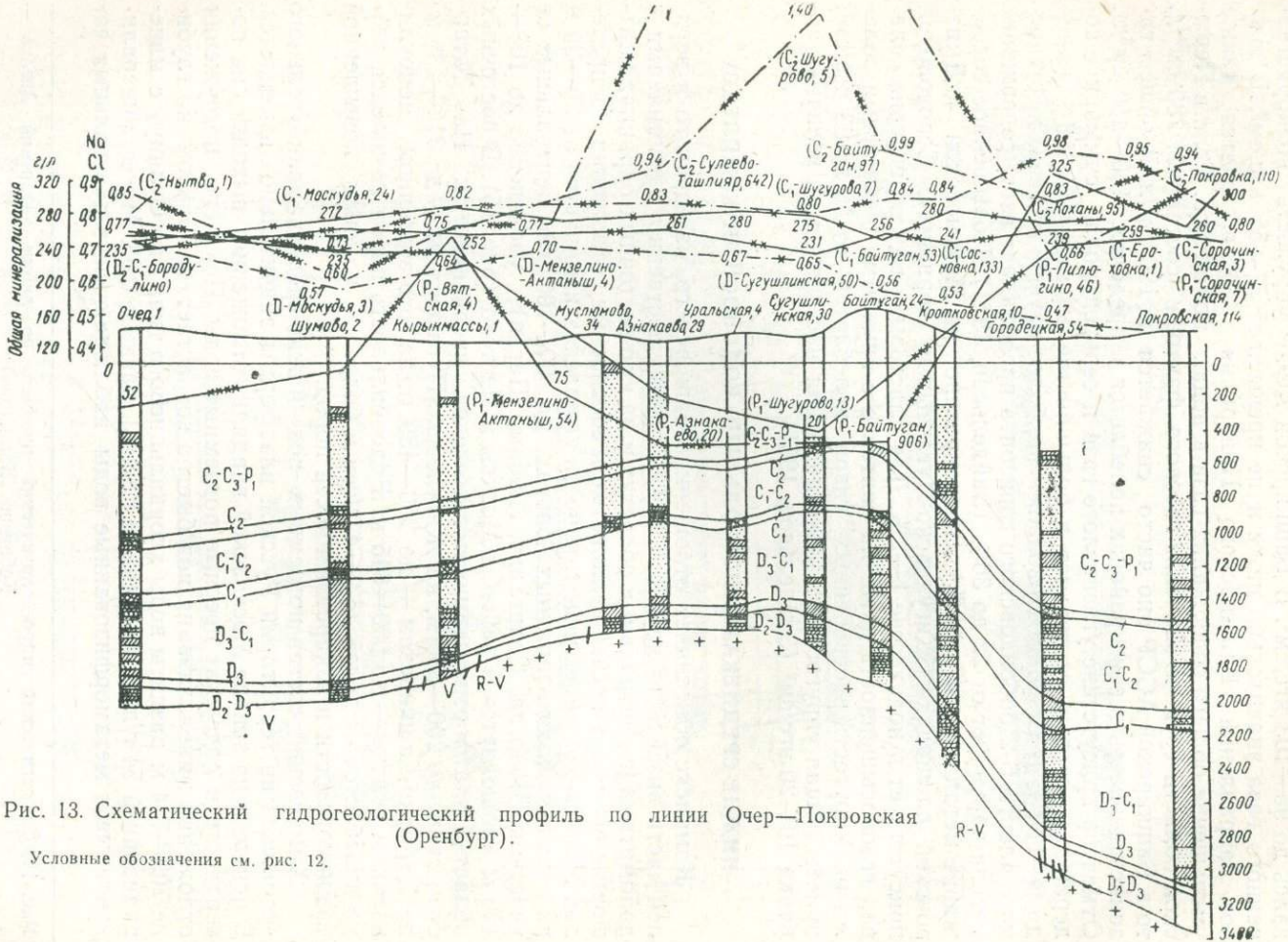


Рис. 13. Схематический гидрогеологический профиль по линии Очер—Покровская (Оренбург).

Условные обозначения см. рис. 12.

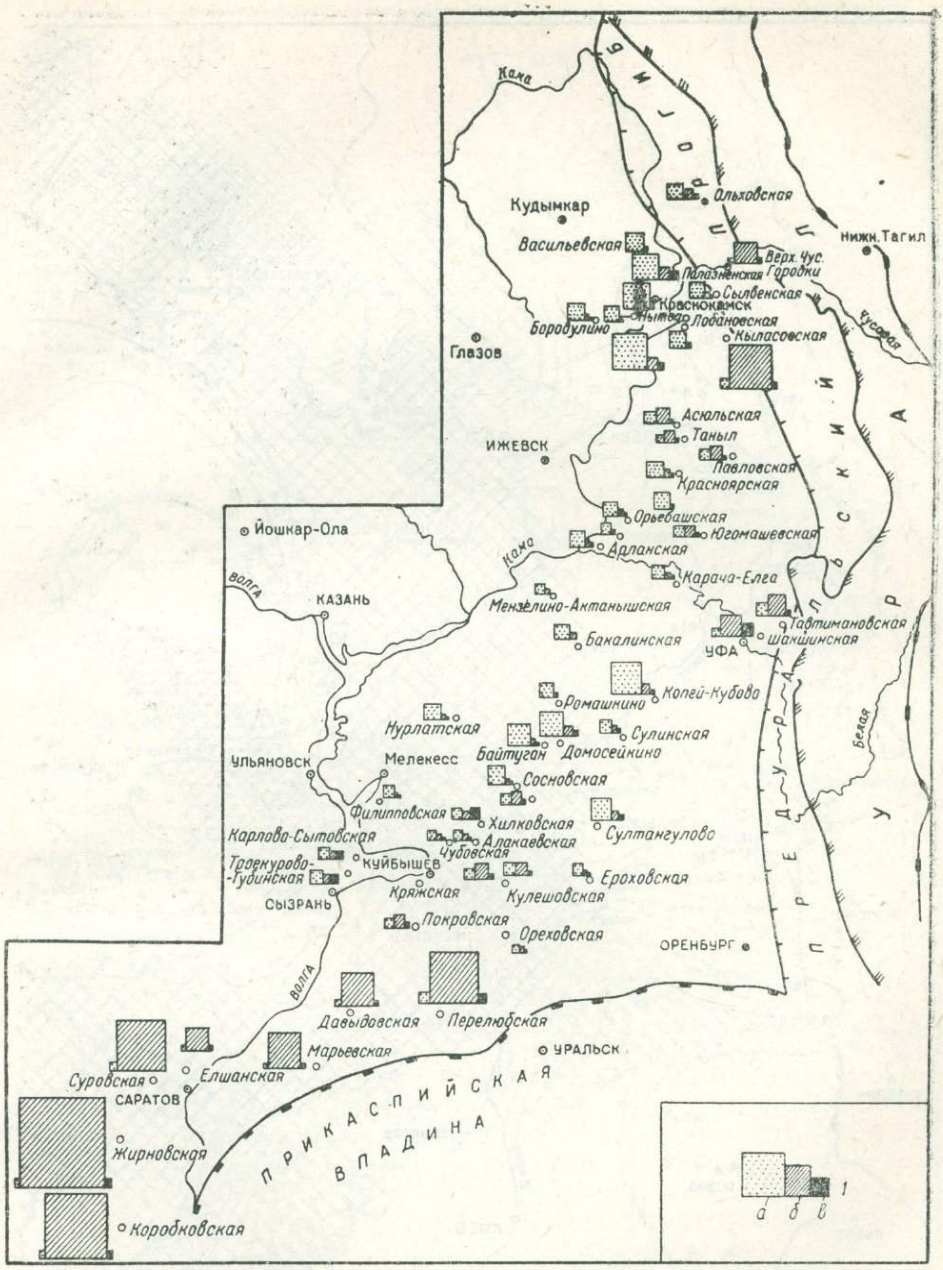


Рис. 14. Схематическая карта содержания азота, метана и тяжелых углеводородов в водах нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса восточных областей Русской платформы.

1—количество и состав водорастворенных газов—азота (*а*), метана (*б*), тяжелых углеводородов (*в*), в относительных величинах.

Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

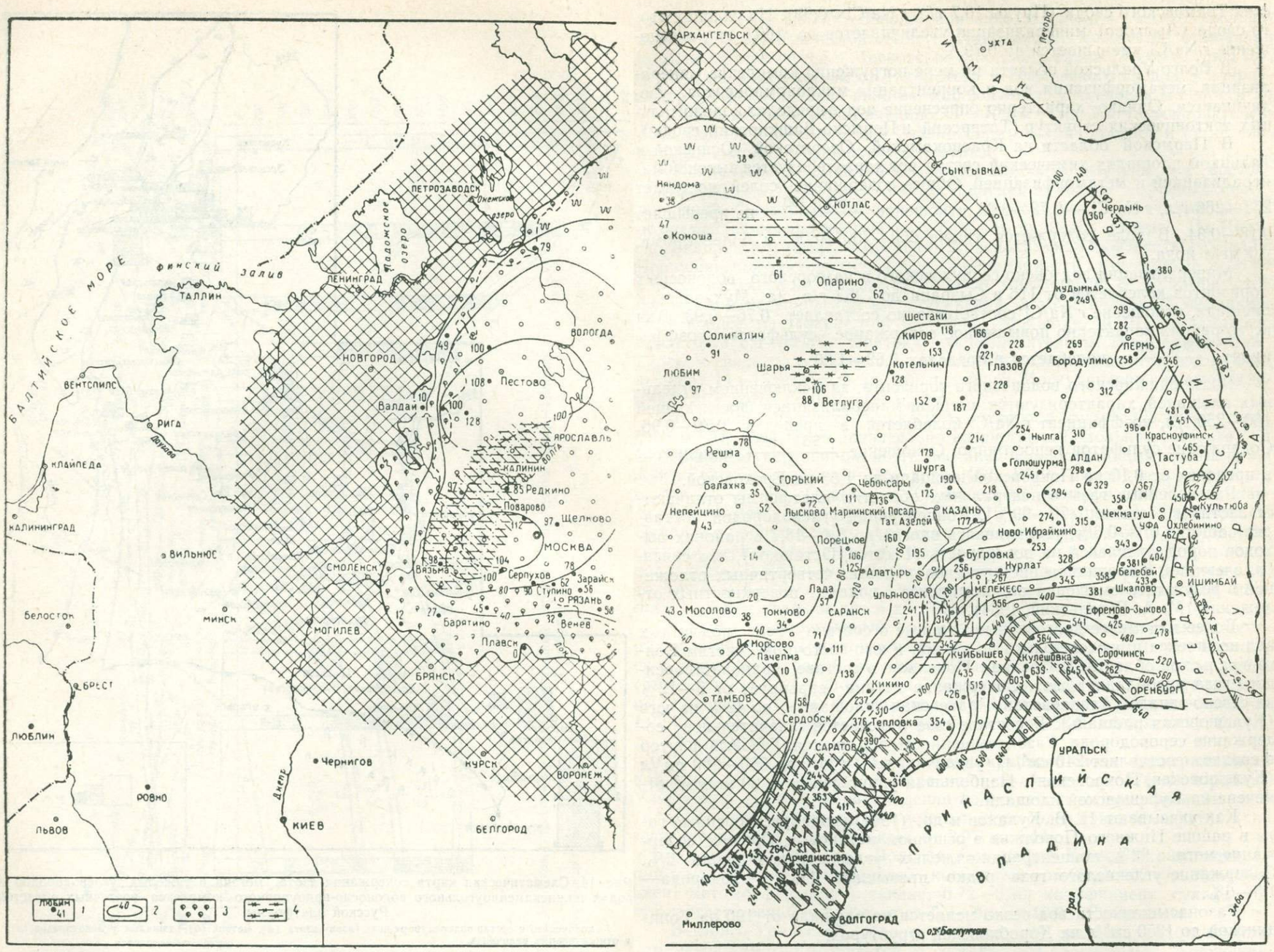


Рис. 15. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород нижне- среднекаменноугольного водоносного комплекса Русской платформы.
Составили Г. П. Якобсон, Ю. М. Качалов

1 — местоположение скважины, мощность комплекса, м; *2* — изолинии мощности комплекса, м; *3* — выходы комплекса на поверхность (а также подчетвертичные отложения); *4* — III гидрогеологическая группа пород (аргиллиты, глины и др.), залегающая в нижней части комплекса мощностью менее 10 м.
Остальные условные обозначения см. рис. 6.

стях Токмовского свода (Пруды 10,7 г/л, r Na/Cl = 0,99). На склонах этого свода (Лысково) минерализация увеличивается до 160,6 г/л, а отношение r Na/Cl уменьшается до 0,79.

В Волго-Уральской области по мере погружения комплекса минерализация, метаморфизация вод и концентрация микрокомпонентов увеличивается. Однако, характерно опреснение вод в пределах положительных тектонических структур (Татарский и Пермско-Башкирский своды).

В Пермской области на Краснокамской, Оверятской, Осинской и Талицкой площадях химический состав вод характеризуется высокой минерализацией и метаморфизацией. Общее содержание солей достигает 257—266 г/л, r Na/Cl — 0,73—0,69, отношение $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$ не превышает 0,18—0,34. В воде содержится также 660—700 мг/л и более брома, 10 мг/л йода.

Минерализация вод окско-серпуховского и намюрского водоносных горизонтов колеблется от 116 в Сызрани до 263 г/л на Мухановской площади, отношение r Na/Cl соответственно составляет 0,76—0,93. Для всего района характерно повышенное содержание сульфатов, коэффициент $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$ колеблется в пределах 0,82—1,30.

Воды башкирского водоносного горизонта, за исключением отдельных площадей, характеризуются высокой минерализацией, достигающей 160—250 г/л, коэффициент r Na/Cl колеблется в пределах 0,79—0,96. Содержание сульфатов непостоянно. Отношение $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$ изменяется в пределах от 0,10 на Покровской площади до 1,63 на Ероховской.

Растворенные газы в центральных областях платформы отличаются азотным составом (79—99%). Концентрация углеводородов составляет обычно 0,1—0,6%, увеличиваясь иногда до 6,4—18,7 в районах выходов пород комплекса на поверхность (Гжатск, Осташков), что связано, очевидно, с проникновением углеводородов из четвертичных отложений в результате смешения вод комплекса с водами поверхностных отложений (М. А. Гатальский, 1954).

Более или менее достоверные данные о составе газов подземных вод комплекса имеются только по южной и юго-восточной частям Волго-Уральской области. В Среднем Поволжье в составе воднорастворенного газа преобладает азот. Содержание метана варьирует от 5—12% на северо-западе (Алакаевская, Радаевская площади) до 42% на юге (Кулешовская площадь). В составе газа отмечается значительное содержание сероводорода. Газонасыщенность вод низкая. Газовый фактор в среднем составляет 240 см³/л, увеличиваясь к югу до 380—680 см³/л (Кулешовская, Покровская). Наибольшая упругость газа 80 кгс/см² отмечена на Кулешовской площади.

Как указывают Н. В. Кулаков и др. (1961), воднорастворенные газы в районе Нижнего Поволжья в основном метановые. Среднее содержание метана 92%, концентрация тяжелых углеводородов около 2%. Содержание углекислого газа редко превышает 1%, а водорода — 1,5—6%.

Газонасыщенность вод резко меняется по площади от 190 на Голицинской до 1350 см³/л на Коробковской структурах.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен отложениями верейского горизонта московского яруса. В его строении участвуют преимущественно терригенные

песчано-глинистые породы, а карбонатные отложения — известняки — распространены сравнительно ограниченно. Их роль в разрезе увеличивается в Волго-Уральской области. Наибольшая мощность отложений комплекса отмечается в Московской впадине и равна 15—30 м (рис. 16).

На юг и юго-восток от Татарского и Токмовского сводов в направлении и Прикаспийской впадине наблюдается увеличение мощности до 70—125 м в Бузулукской впадине, 60—100 м — на Жигулевско-Пугачевском своде и 150—200 м — в Рязано-Саратовском прогибе и на юго-восточных склонах Воронежского массива.

Коллекторские свойства комплекса наиболее изучены на востоке платформы, на территории распространения крупных нефтяных месторождений. Фильтрационные свойства карбонатных и песчаных пород резко различны, причем у первых они, как правило, низкие. На Пермско-Башкирском своде, в пределах Краснокамско-Полазненского вала и Чернушинской тектонической зоны, проницаемость известняков в большинстве случаев не превышает 20—75 миллидарси. В Куйбышевской области, на Чесноковском месторождении, она составляет 67 миллидарси, а южнее, на Покровской площади, снижается до 10,5 миллидарси, пористость 8,0—12,8%. Притоки вод незначительны. На Пермско-Башкирском своде, за исключением отдельных участков, дебиты вод не превышают 14—15 м³/сут, а на Танышском и Москудинском месторождениях снижаются до 0,27—1,0 м³/сут.

В районах развития песчаных коллекторов фильтрационные свойства и водообильность значительно возрастают. В Зольном Овраге на Самарской Луке проницаемость песчаников продуктивных пластов А-2 и А-3 верейского горизонта составляет 462—2010 миллидарси при пористости 6,2—16,8%. Однако на Кулешовском месторождении проницаемость снижается и не превышает 25—115 миллидарси. В Саратовском Поволжье проницаемость верейских песчаников равна 650 миллидарси, средняя пористость 12%. Соответственно здесь увеличивается и водообильность. В Яблоневом Овраге из песчаников пласта А-3 получен приток воды 46,6 м³/сут, на юге Оренбургской области (Ероховская площадь) приток увеличивается до 178 м³/сут.

Среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс в центральных областях Русской платформы, вдоль западного борта Московской впадины (Зарайск, Москва, Пестово), содержит пресные воды (0,2—1,3 г/л). В сводовой части Токмовского свода и на его юго-восточных склонах (Пруды, Кикино) воды слабосоленые (5—10 г/л, r Na/Cl от 1,02 до 1,24), коэффициент сульфатности 7,6—32,0, содержание брома до 12—16 мг/л.

В более погруженных частях этого крупного свода минерализация вод возрастает от 102,5 г/л в Порецкой скважине до 174 г/л в районе Ульяновска. В этом же направлении повышается метаморфизация вод (r Na/Cl — от 0,82 до 0,75) и уменьшается содержание сульфатов (коэффициент сульфатности падает от 2,97 до 0,44).

В северных областях (Вологда, Солигалич, Котельнич) концентрация растворенных в водах солей колеблется от 47 до 202 г/л. Коэффициент метаморфизации составляет 0,72—0,90, коэффициент сульфатности соответственно изменяется от 0,2—0,4 до 10,0 в Солигаличе.

В Волго-Уральской области состав вод среднекаменноугольного комплекса заметно отличается от состава вод терригенных отложений девона и нижнего карбона (см. рис. 12, 13). Воды первого сильно опреснены на южной вершине Татарского свода. Минерализация их уменьшается до 6—27 г/л, а отношение r Na/Cl превышает 1,0 при высоком содержании сульфатов. На составе этих вод более заметно, чем на соста-

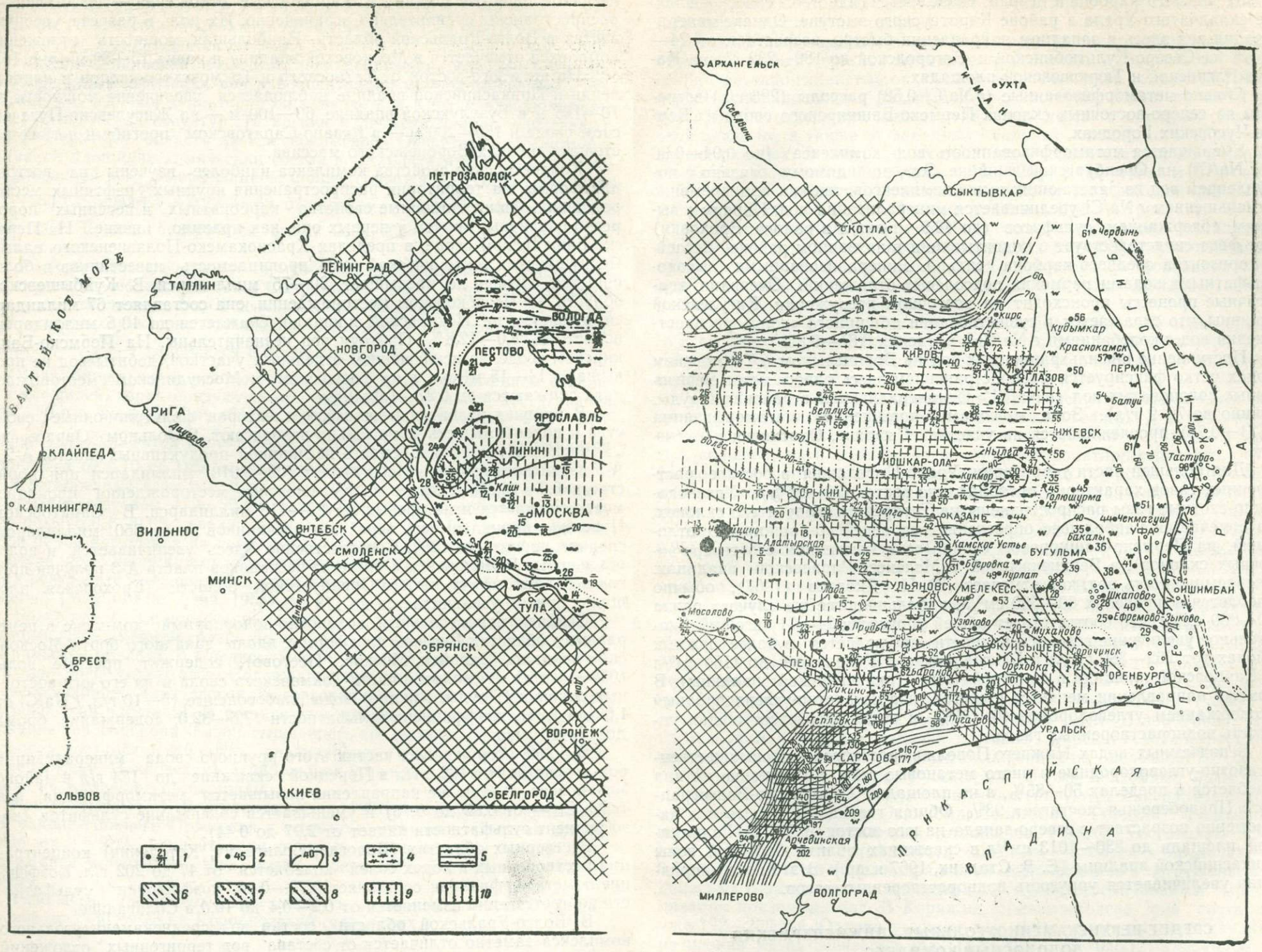


Рис. 16. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород средне каменноугольного водоносно-водоупорного комплекса Русской платформы.

1 — местоположение скважины; *дробь*: в знаменателе—общая мощность отложений среднекаменноу гольного водоупора, м, в числителе—мощность глинистой пачки, слагающей различные части разреза во доупора, м (цифра без знака—весь разрез, штрих перед цифрой—нижнюю часть, штрихи с двух сторон цифры—нижнюю и среднюю части, косой крест перед цифрой—среднюю часть, штрих над цифрой—сред нюю и верхнюю части, штрих в числителе—мощность глинистой пачки в составе водоупора не выяснена; *2* — мощность отложений водоупора в районах развития пород II и I группы: *3* — изолинии мощности ком плекса, м; II гидрогеологическая группа пород (переслаивание глин, песчаников, известняков и пр.), зале гающая; в нижней части разреза мощностью, м: *4* — 10—30, *5* — 30—50; в средней части разреза мощ ностью: *6* — менее 10, *7* — 10—30, *8* — 30—50; в верхней части разреза мощностью, м: *9* — 10—30, 10—30 —50.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 10, 11.

ве вод нижнего карбона и девона, сказывается гидрогеологическое влияние складчатого Урала в районе Каратауского выступа. Однако минерализация вод здесь в западном направлении быстро возрастает, от 24—36 г/л на Северо-Культюбинской и Богородской до 189—232 г/л на Карача-Елгинской и Тюрюшевской площадях.

Сильно метаморфизованные (r Na/Cl 0,58) рассолы (296 г/л) встречены на северо-восточных склонах Пермско-Башкирского свода и в Верхне-Чусовских Городках.

Уменьшается метаморфизованность вод комплекса (до 0,94—0,96 по r Na/Cl) на Оренбургской вершине. Это, по-видимому, связано с поступлением вод из залегающих выше комплексов, так как одновременно с уменьшением r Na/Cl увеличивается минерализация вод. Наряду с высоким содержанием сульфатов (до 48,9 мг-экв/л в районе Ероховки) этот факт свидетельствует о подпитывании в названном районе бассейна горизонтов среднего карбона сильно минерализованными высокосульфатными водами пермских подсолевых отложений. Очевидно, аналогичные процессы происходят на восточном погружении Жигулевской вершины, что отражается в существовании обширного «поля» распространения вод с колебаниями r Na/Cl в пределах 0,81—0,85.

Поступление инфильтрационных вод на Воронежском и Токмовском сводах четко фиксируется распространением здесь слабо метаморфизованных солоноватых вод (r Na/Cl>1, минерализация в районах Пруды, Кикино до 7—9 г/л). Зона с водами повышенной метаморфизации (0,71—0,75) прослеживается на участках Сызрань, Охотничья и смежных.

Для большей части территории Урало-Поволожья в составе растворенных газов характерно преобладание азота (70—96%). Углеводородно-азотные газы распространены на Татарском своде и его склонах, где отмечается наибольшее опреснение вод верейско-башкирских отложений, на Пермско-Башкирском своде (за исключением его северо-восточных склонов), в Верхнекамской и Мелекесс-Радаевской впадинах. Газонасыщенность вод, как отмечает Ю. И. Яковлев (1967), обычно колеблется в пределах 60—380 см³/л, в большинстве же случаев равна 100—250 см³/л, что соответствует общей упругости 24—71 кгс/см². Значительное увеличение газонасыщенности наблюдается в более южных районах (от 262—380 см³/л в Благодаровке и Кулешовке до 1150 см³/л на Карповской площади в бортовой зоне Прикаспийской впадины). В этом же направлении меняется и состав газа на азотно-углеводородный с содержанием углеводородов 40—74% и резко возрастает общая упругость воднорастворенных газов.

В подземных водах Нижнего Поволжья растворены преимущественно азотно-углеводородные и чисто метановые газы. Содержание метана колеблется в пределах 50—85%, а на площадях Саратовско-Волгоградского Правобережья достигает 98%. Общая газонасыщенность вод закономерно возрастает с северо-запада на юго-восток от 137 на Галицинской площади до 830—1013 см³/л в скважинах вблизи бортовой зоны Прикаспийской впадины (Е. В. Стадник, 1967 и др.). В этом же направлении увеличивается упругость воднорастворенных газов.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ—НИЖНЕПЕРМСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс включает водоносные отложения мячковского, подольского, каширского горизонтов московского яруса. Из нижнепермских отложений в состав комплекса полностью входят ассельский ярус, а так-

же карбонатные породы сакмарского яруса, развитые в крайних восточных частях Русской платформы.

Водоносный комплекс в основном представлен сравнительно однообразной толщей переслаивающихся известняков и доломитов. Терригенные песчано-глинистые отложения незначительной мощности распространены ограниченно и развиты преимущественно в нижней части разреза. Породы комплекса выходят на поверхность в пределах Московской впадины, а также на западных склонах складчатого Урала и в других районах. В центральных областях Русской платформы мощность комплекса невелика и колеблется от 20—26 м в Серпухове и Пестово до 145—192 м в Москве и Щелково. К востоку от этих районов она быстро увеличивается: до 347 м в Любиме и 503 м в Шарье. (рис. 17).

В Волго-Уральской нефтеносной области мощность комплекса в большинстве случаев изменяется в пределах 500—650 м, увеличиваясь в пределах Пермско-Башкирского свода и восточного моноклинального склона Русской платформ от 709 м в районе Куеды до 1235—1300 м в районе Уфы и Красноуфимска.

В центральных областях Русской платформы пресные воды среднего и верхнего карбона широко используются для водоснабжения. Дебиты вод из этих отложений здесь колеблются от десятков до нескольких сотен литров в секунду.

Средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский водоносный комплекс, залегающий в верхах палеозойской толщи, в зонах активного и частично затрудненного водообмена содержит в основном пресные, солоноватые и соленые воды гидрокарбонатно-натриевого, сульфатно-натриевого и хлоридно-магниевого типов и, реже, воды более высокой минерализации хлоридно-кальциевого типа. Они преимущественно характеризуются невысокой метаморфизованностью (r Na/Cl от 1,0 до 0,8), относительно повышенной сульфатностью ($r\,SO_4 \cdot 100/Cl$ до 0,25) и малым содержанием микрокомпонентов (брома до 200 мг/л; йода до 5 мг/л). В западных частях центральных районов платформы преобладают пресные гидрокарбонатные воды. В направлении погружения отложений на северо-восток и особенно на восток минерализация вод закономерно возрастает. В северных районах платформы (Вологда, Котельнич, Любим) и на северном склоне Токмовского свода (Лысково, Марнинский Посад) минерализация колеблется от 109 до 215 г/л, заметно повышается метаморфизация (r Na/Cl — 0,73—0,87). Содержание сульфатов изменяется в широких пределах (коэффициент сульфатности 0,09—3,32), содержание брома 150—300 мг/л. В восточной части Татарской АССР, на центральной вершине Татарского свода минерализация вод в среднекаменноугольных отложениях не превышает 70—80 г/л.

В центральных районах Русской платформы подземные воды нижнепермских водоносных горизонтов характеризуются минерализацией, не превышающей 7—42 г/л (Няндома, Солигалич, Горький, Сундырь), и пониженной метаморфизацией (отношение r Na/Cl составляет 0,85—1,00). Коэффициент сульфатности колеблется в широких пределах — от 6,0 до 78,46. В восточном направлении одновременно с погружением водоносных горизонтов нижней перми на глубину увеличивается минерализация подземных вод. В Коряжме, Сольвычегодске она составляет уже 192—232 г/л. Однако в общем для центральных районов характерна низкая метаморфизация вод (r Na/Cl=0,85—0,91). Указанное же увеличение минерализации произошло за счет выщелачивания соленосных отложений.

В местах развития мощного кунгурского водоупора на юге Волго-Уральской нефтегазоносной области минерализация и метаморфизация

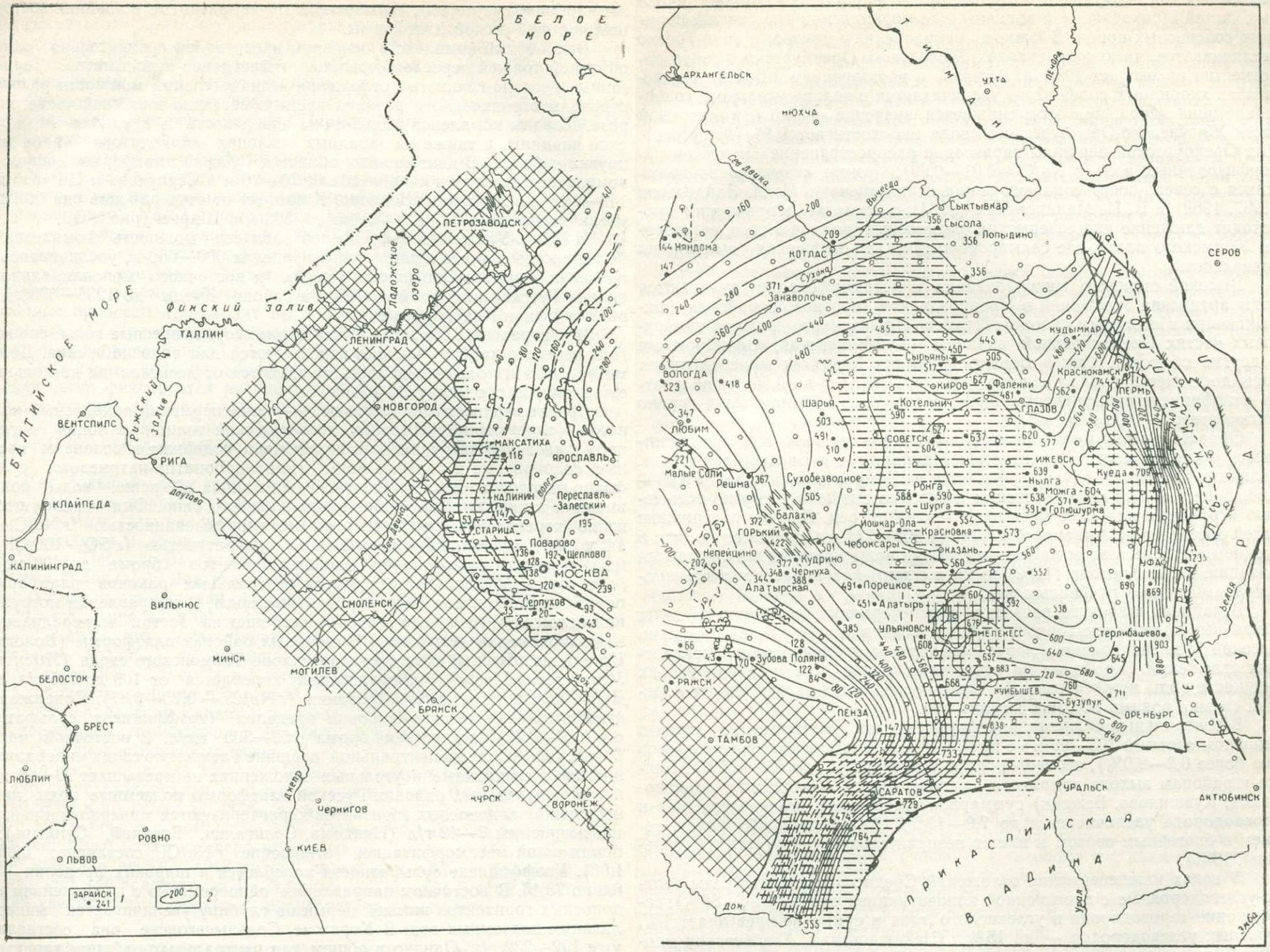


Рис. 17. Карта распространения мощности и гидрогеологических групп пород средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского водоносного комплекса Русской платформы.

1 — местоположение скважины, мощность комплекса, м; 2 — изолинии мощности комплекса, м.
Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 10.

подземных вод пермских отложений быстро нарастают в сторону бортовых частей Прикаспийской впадины, где имеются мощные толщи пермских соленосных пород. В южном направлении минерализация резко увеличивается, на южных склонах Жигулевско-Оренбургского свода повсеместно превышает 300 г/л. В связи с растворением в больших масштабах хлоридных солей здесь увеличивается в водах удельное содержание иона хлора, при этом снижается значение r Na/Cl, в восточной части Жигулевско-Оренбургского свода оно достигает 0,86 (Могутово). Для Оренбургской вершины характерно распространение менее метаморфизованных вод (r Na/Cl=0,91—0,99), узким «языком» внедряющихся с северо-востока на юго-запад. Как отмечают М. И. Зайдельсон (1967, 1969) и В. И. Малиновская (1964), в этом же направлении происходит движение нижнепермских подсолевых вод, очевидно, со стороны Уфимского плато, где сакмарско-артинские отложения выходят на поверхность.

Высокой степенью минерализации и метаморфизации отличаются воды артинских отложений в Предуральском прогибе, в районах, примыкающих к северным склонам Пермско-Башкирского свода, в прибортовых частях Прикаспийской впадины (Куйбышевская, Оренбургская и другие области). Так, в Верхне-Чусовских Городках минерализация воды достигает 317 г/л, а отношение r Na/Cl падает до 0,65; уменьшается коэффициент сульфатности (0,12), содержание брома и йода равно соответственно 1700 и 70 мг/л.

Область высоко метаморфизованных докунгурских вод прослеживается в южной части Верхнекамской впадины и в Бирской седловине. Величина отношения r Na/Cl снижается в Шумове и Сарапуле до 0,60—0,68. Зона высокой минерализации несколько смещена к югу по отношению к районам наиболее метаморфизованных вод. Общее содержание солей достигает на Арланской площади 202—224 г/л. Характерно, что в среднем карбоне в этом районе встречены воды повышенной метаморфизации. В. А. Кротова (1962) в связи с этим предполагает здесь значительный подток глубинных вод.

В районах широкого развития нижнепермских галогенных толщ локальные водоносные горизонты в них содержат рассолы с аномально высокой минерализацией, обусловленной выщелачиванием соленосных отложений. В районах же отсутствия солей или уменьшения их мощности воды нижнепермской толщи опресняются вследствие их хорошей связи с водами верхних комплексов.

В центральных областях платформы состав растворенных газов в основном азотный (95—99%) с незначительной примесью углеводородов (не более 0,2—2,0%), сероводорода и углекислоты (до 0,3—3,0%). Ближе к районам выхода комплекса на поверхность (Владимир, Волоколамск, Кувшиново, Бежецк) суммарное содержание углекислого газа и сероводорода увеличивается до 7,9—13,0%. Газы слабо обогащены гелием и биогенным азотом и имеют незначительную упругость (Гатальский, 1964).

В водах нижнепермских отложений Среднего Поволжья газы азотно-углеводородные с повышенной концентрацией метана (50—88%); содержание сероводорода и углекислого газа в сумме не превышает 1%, тяжелых углеводородов — до 15% (Неклюдовская, Алябьевская площади); газонасыщенность высокая, газовый фактор увеличивается от 200 до 1140 см³/л.

В Башкирской АССР, в рифовой зоне на западном борту Предуральского прогиба в водорастворенных газах отмечено повышенное содержание кислых компонентов — углекислоты и сероводорода. Общей

закономерностью здесь является увеличение газонасыщенности, упругости газов и содержания в них углеводородов, что Ю. И. Яковлев (1967) объясняет застойной гидрохимической обстановкой и повышенной газонасыщенностью вод подсолевых отложений Предуральского прогиба.

Следует подчеркнуть, что в северных районах распространения продуктивных комплексов Волго-Уральского бассейна, тяготеющих к основному водоразделу его Главной области питания (Токмовский свод, Казанская седловина, Немский выступ, Кукморская вершина и Коми-Пермяцкий свод) в подземных водах содержится большое количество биогенного азота, иногда повышается содержание метана и тяжелых углеводородов. По направлению потока в зоне развития сильно метаморфизированных вод возрастает удельное содержание метана и тяжелых углеводородов (до 50—75% и выше).

Нижнепермский водоупорный комплекс сложен галогенно-карбонатными и галогенными кунгурскими и сакмаро-артинскими отложениями.

Кунгурские отложения развиты преимущественно на северо-востоке и юго-востоке платформы. Они расчленяются на два горизонта: иреньский и филипповский.

Иреньский горизонт в полном разрезе представлен по восточному краю платформы, где преобладают ангидриты и гипсы. В Бузулукской впадине, на юго-восточном склоне Жигулевскоо-Пугачевского свода, на Белебеевско-Шкаповской вершине Татарского свода, как и в районе Соликамской депрессии на севере, он выражен главным образом каменной солью. Его мощность здесь изменяется в пределах от 240 до 700—800 м. Южнее, в Саратовской и Волгоградской областях, иреньский горизонт также сложен каменной солью, мощностью от нескольких метров до 1109 м.

Следует отметить, что в районах локального преобладания карбонатных отложений наблюдается высокая водообильность. Так, на Уфимском плато она характеризуется дебитом источников иногда до 300 л/сек. Вообще же наибольшие притоки подземных вод приурочены к местам развития карстовых процессов и интенсивной трещиноватости пород в районах их близкого залегания от поверхности Земли.

Отложения филипповского горизонта более широко распространены, чем иреньские. Соленосные породы среди них развиты незначительно, главным образом на юго-востоке. Мощность сакмарско-артинских галогенных пород в северо-восточной части платформы увеличивается с запада на восток от 10—40 м до нескольких сотен метров.

В разрезе осадочной толщи платформы в общих чертах можно выделить два гидрохимических «этажа», или две группы комплексов с различными по минерализации, солевому и газовому составам водами. Они разделяются в центральных областях верейским горизонтом, а в восточных — нижне-пермским водоупорным комплексом — отложениями сакмарско-артинского и кунгурского возраста. Верхний гидрохимический этаж располагается преимущественно в зонах активного и частично затрудненного водообмена и характеризуется распространением пресных и слабо минерализованных гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-магниевых вод, а также в ряде районов хлоридно-кальциевых вод сравнительно высокой минерализации. В верхнем этаже часто встречаются воды с относительно повышенной сульфатностью ($SO_4 \cdot 100/Cl$ до 0,25), невысокой метаморфизованностью (Na/Cl — от 0,7 до 0,9) и малым содержанием микрокомпонентов. Здесь преобладают воды с газами воз-

душного происхождения, в которых превалирует азот с небольшим содержанием гелия, с относительно повышенной концентрацией сероводорода и углекислоты.

Солевой состав вод, залегающих ниже отмеченных разделов, существенно отличен. Воды нижнего гидрохимического этажа почти на всей площади их распространения относятся к зонам замедленного и весьма замедленного водообмена. Они принадлежат к хлоридно-кальциевому типу и черты различия между ними в солевом составе намечаются в основном по степени их общей минерализации, метаморфизации и количественному изменению содержания микрокомпонентов. Минерализация вод на преобладающей территории равна 200—270 г/л. Наблюдается повышения метаморфизованность вод (по r Na/Cl), характерно низкое содержание сульфатов, вплоть до их полного отсутствия. Содержание же брома возрастает до 800 мг/л, встречаются воды с повышенным содержанием марганца, алюминия, бора и других микрокомпонентов.

КРАТКАЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По схеме геотермического районирования Европейской части СССР Покровского В. В. (1967) в пределах Русской платформы выделяются три геотермические провинции: пониженных, умеренных и повышенных температур.

Провинция пониженных температур (менее 20°С) распространена преимущественно в западной части Русской платформы (Балтийский и Украинский щиты, Белорусская и Воронежская антеклизы). Для этой провинции характерно уменьшение амплитуды изменения температуры с увеличением глубины залегания пород.

В провинцию умеренных температур (20—50°С) входят погруженные области осадочного чехла Русской платформы — борта и северная оконечность Московской синеклизы, склоны Балтийской синеклизы и Украинского щита, Волго-Уральская и Воронежская антеклизы.

Температуры пород и вод 20—50°С отмечаются на глубинах от 500 до 2000 м в западной, центральной и восточной частях платформы (на Токмовском своде — 500—1200 м, на Татарском своде — 500—1800 м, на Котельническом поднятии — 600—2200 м и т. д.). В пределах указанных глубин температурный режим связан с характером естественного теплового поля Земли. Существенное влияние на тепловой режим оказывают также литологический состав пород, вертикальный тепломассоперенос, генерация тепла при экзотермических процессах, связанных с формированием нефтяных и газовых месторождений.

Геотермическая провинция повышенных температур (50—100°С) приурочена к участкам платформы с залеганием пород фундамента на глубинах более 2500 м (Балтийская, Московская синеклизы, Львовская мульда, Пачелмский прогиб и др.). Основной закономерностью рассматриваемой провинции является повышение температуры ниже зоны постоянных температур. На глубинах обычно свыше 5—10 км она достигает 100°С и более.

На фоне закономерного распределения температур выделяются положительные температурные аномалии до 100°С, например, приуроченные к зоне Жигулевских дислокаций, Валдайскому прогибу и др., где температура над кровлей фундамента на 15—20°С выше, чем в смежных районах. В районе Старой Руссы — Валдая на глубине 1447 м замерена температура 60,2°С, что на 10—15°С превышает нормальные температуры в этих условиях.

Таким образом, преобладающая часть исследуемой территории центральных и восточных областей Русской платформы характеризуется пониженными и умеренными температурами вод осадочного чехла. В целом же геотермические условия на Русской платформе, за исключением наиболее прогнутых зон, по-видимому, не играют в настоящее время решающей роли в создании геотермической обстановки, способствующей сохранению нефтяных и газовых залежей либо определяющей их разрушение.

Глава VIII

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ВЕРХНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ И НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Региональные закономерности распределения нефтегазовых скоплений по территории Русской платформы в значительной мере обусловлены расположением и развитием в историческом аспекте благоприятных для их формирования гидродинамических и гидрохимических зон водонапорных бассейнов. Поскольку в структурном плане водонапорной системы платформы (и смежных горноскладчатых областей) имеем совокупность водонапорных бассейнов, то по ее площади фиксируется «сеть» областей с гидрогеологически благоприятными и отрицательными условиями формирования нефтегазовых месторождений. Эти условия определяются в значительной степени положением существовавших в геологическом прошлом сопряженных и отдельных зон повышенных и пониженных напоров.

Действительно, гидрогеологические факторы воздействуют на углеводородные соединения с первых этапов образования водонапорной системы платформы. Седиментационные воды активно участвуют в переносе растворенных в воде углеводородов. Характер же развития и строения водонапорной системы или ее бассейнов полностью определяет движение этих вод и во многом также «жизненный путь» нефтяных углеводородов от мест их образования к конечным «полюсам» миграции — границам нефтегазоносных водонапорных бассейнов (даже в том случае, если перемещение углеводородов происходило в свободном или газоконденсатном состояниях).

Выяснение характера и особенностей развития водонапорной системы и нефтегазоносных бассейнов Русской платформы, т. е. определение существовавших здесь гидродинамических и гидрогеохимических режимов в связи с их воздействием на формирование нефтегазовых скоплений, проведено на основе оригинального палеогидрогеологического анализа (главы II, IV, VI).

С целью комплексного изучения истории формирования центральных и восточных областей водонапорной системы платформы мы составили серию палеогидрогеологических карт, на которых проведена реконструкция ее строения и особенностей на элизионных и инфильтрационных этапах, начиная с образования первых водоносных и водоупорных комплексов. В основу построения карт положены определенные принципы, позволяющие фиксировать следующие актуальные для выяс-

нения образования и размещения нефтегазовых месторождений факторы: время образования бассейна, площадь и стабильность границ в процессе его развития, его строение и характер распределения палеонапоров и др.

При анализе палеогидрогеолигических обстановок развития центральных и восточных частей Русской платформы были использованы материалы по геологическим и геохимическим условиям следующих исследователей: В. Д. Наливкина, А. П. Виноградова, А. Б. Ронова, Н. Б. Вассоевича, С. П. Максимова, О. А. Радченко, А. С. Махнача, В. А. Успенского, Н. И. Буялова, В. В. Вебера, Д. В. Жабрева, Д. С. Халтурина, Н. В. Неволина, Д. П. Касаткина, А. П. Розанова, К. Ф. Родионовой, В. А. Соколова, Л. А. Гуляевой, Г. И. Теодоровича, И. В. Высоцкого, Т. И. Казминой, К. Б. Аширова, И. М. Мельника, Н. К. Грязнова, С. К. Нечитайло, С. П. Козленко, В. А. Клубова, В. А. Кирова, А. И. Клещева, А. В. Копелиовича, М. М. Веселовской, М. И. Филипповой, Л. М. Бириной, З. П. Ивановой, Е. П. Брунс, С. Я. Вайнбаума, А. А. Клевцовой, И. Г. Гассановой, Н. С. Ильиной, С. А. Султанова, И. Г. Абдуллина, М. И. Островского, Н. Н. Кандинова, Троицкого, Н. А. Усанова и других.

Для выявления гидродинамических и гидрохимических условий и особенностей формирования скоплений углеводородов рассмотрим развитие водонапорной системы Русской платформы и ее бассейнов.

История развития бассейнов характеризовалась чередованием тектонических движений разного знака и интенсивности, погружением и подъемом отдельных их частей, что приводило к частому изменению гидрогеологических обстановок.

При анализе водонапорной системы платформы в отдельные гидрогеологические циклы ее развития мы проводим районирование с выделением нефтегазоносных водонапорных бассейнов на основе палеогидродинамических реконструкций.

Реконструкция палеодинамики седиментационных подземных вод на элизионных этапах водообмена в отложениях комплекса позволяет выявить главные направления миграции вод и углеводородов. Она происходила от основных палеозон максимальных напоров в направлении палеозон минимальных напоров краевых районов нефтегазоносных бассейнов. При этом перемещении флюидов в продуктивных комплексах максимально благоприятные условия формирования месторождений создавались в случае расположения на пути миграции углеводородов площадей с минимальными напорами вод и минимальными уровнями потенциальной энергии нефтей и газов в сочетании с развитием здесь структурных и литологических ловушек.

В течение протерозойской, палеозойской, мезо-кайнозойской эр на территории центральных и восточных областей Русской платформы последовательно сменилось девять гидрогеологических циклов, т. е. имела место направленная гидродинамическая цикличность развития ее водонапорной системы и бассейнов (Среднерусского и Волго-Уральского), выражающаяся в закономерном чередовании элизионных и инфильтрационных этапов.

Выделяются следующие основные гидрогеологические циклы с характерными элизионными и инфильтрационными этапами водообменов: рифейский, вендский, нижнекембрийский, среднекембрийско-ордовикско-нижнедевонский, средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольный (доряснополянский), нижнекаменноугольный (добашкирский), средне-верхнекаменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, мезо-кайнозойский.

В эти циклы в соответствии с перестройками тектонической структуры платформы происходили смена морских режимов континентальными и образование «скелета» водонапорной системы — ее водоносных и водоупорных комплексов отложений, создание и «размывы» бассейнов, изменение областей и режимов питания коллекторов флюидами со сменой направленности основных путей миграции вод и углеводородов, образование определенных гидрогеохимических обстановок. И как результат всего этого — формирование и разрушение в пределах Среднерусского и Волго-Уральского бассейнов запасов флюидов — вод, нефтей и газов.

Возникавшие и существовавшие палеогидродинамические и палеогидрогеохимические обстановки в комплексах в различные циклы истории бассейнов удобно рассматривать, выделяя допалеозойскую и нижнепалеозойскую эры, когда происходило основное формирование седиментационных вод (интересующих нас в первую очередь в связи с формированием скоплений углеводородов) в рифейско-вендско-нижнекембрийском и среднекембрийско-среднедевонском водоносных комплексах. Затем условно может быть выделена средне-верхнепалеозойская эра с ее также весьма интенсивным формированием наиболее продуктивных на платформе средне-верхнедевонского водоносного и нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплексов. И, наконец, мезо-кайнозойская эра с ее сложившимися к современному этапу в отложениях указанных комплексов гидрогеологическими закономерностями.

К началу рифейского периода в результате спайки крупных ядер эпикарельской платформы сложилась сравнительно устойчивая тектоническая структура Русской платформы. В продолжение рифея оформлялись основные ее структурные элементы: консолидированный фундамент архейско-среднепротерозойского возраста распался на крупные блоки, обособились Белорусский, Украинско-Воронежский и Волго-Камский кристаллические массивы с развивающимися между ними глубокими прогибами. На территории центральных районов выделяются Среднерусский авлакоген, Оршанско-Городецкий прогиб, Московский грабен, Пачелмский прогиб. В Волго-Уральской области — Серноводско-Абдуллинский и Вятский авлакогены, Осинско-Бирский грабен. В этот период на платформе господствовал резко расчлененный рельеф. Балтийский, Украинско-Воронежский и Волго-Камский щиты были высоко приподняты и снос материала с них осуществлялся поверхностными водотоками. В грабенообразных прогибах платформы на архейско-раннепротерозойском размытом и выветрелом кристаллическом фундаменте началось образование континентальных, терригенных отложений нижне-среднерифейских горизонтов главным образом красноцветных песчаников и алевролитов. С формированием этих горизонтов платформы мы связываем начало образования крупного регионального рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса и наступление на платформе первого — рифейского — гидрогеологического цикла развития ее водонапорной системы.

В рифейский период большая часть платформы являлась сушей. В ее центральных и западных областях еще не были сформированы водонапорные бассейны. Восточные же области платформы отличались широким распространением водоупорных и водоносных толщ с напорными водами; происходило зарождение первого на Русской платформе крупного нефтегазоносного водонапорного бассейна — Волго-Уральского. Он занимал восточные склоны Волго-Камского щита и окружающие его области Тимано-Уральской геосинклинали.

Интенсивные байкальские тектонические движения, происходящие в предвендское время, привели к поднятию и осушению значительных площадей Тимано-Уральской геосинклинали, образованию горных складок на восточном обрамлении Русской платформы.

Длительный перерыв в осадконакоплении на границе рифея и венда (нижне- и верхнебавлинского времени), с которым связан завершающий инфильтрационный этап первого гидрогеологического цикла, привел к сильной денудации и выравниванию предвендской поверхности не только восточных, но и западных областей платформы.

Второй гидрогеологический цикл в развитии водонапорной системы Русской платформы приурочен к вендскому периоду. В формировании структуры платформы в венде наступили резкие изменения:грабенообразные тектонические элементы рифея сменились пологими обширными впадинами—синеклизами: Московской (на месте Среднерусского авлакогена, Оршанско-Городокской впадины и Московского грабена) и Верхнекамской на севере Волго-Уральской области. Это, очевидно, в значительной мере способствовало образованию крупных нефтегазовых скоплений за счет создания условий для дальней миграции углеводородных соединений и их сбора с большей площади.

Длительный период венда в восточных областях характеризовался продолжающимся обособлением единого Волго-Уральского палеощита, включающего современные Токмовский, Котельничский, Татарский, Коми-Пермяцкий и Жигулевско-Оренбургский своды, которые окаймлялись с востока областями интенсивного погружения. Строение щита не было однородным. Уже в рифейское время глубинными разломами и развивающимися по ним грабенообразными прогибами он был разделен на крупные блоки.

Вендская трансгрессия, наступавшая со стороны Уральской геосинклинали, охватила лишь восточные районы Волго-Уральской области. В интенсивное прогибание были вовлечены Верхнекамская впадина, Бирская седловина, Камский, Пермско-Башкирский своды и юго-восточные склоны Русской платформы. Токмовский, Котельничский, большая часть Татарского, Жигулевско-Оренбургский своды были приподняты и являлись основными областями сноса обломочного материала.

В течение вендского этапа территории Московской, Верхнекамской и других синеклиз испытывали длительное (около 50 млн. лет) устойчивое погружение, осадки формировались в мелководном морском бассейне в условиях, благоприятных как для развития органической жизни, так и для накопления и захоронения органического вещества и его дальнейшего преобразования в углеводороды.

В раннем кембрии, с которым связывается начало третьего—кембрийского—гидрогеологического цикла, происходили крупные изменения в структуре фундамента Русской платформы, оказавшие существенное влияние на ее водонапорную систему.

На северо-западе произошло погружение южного склона Балтийского щита, т. е. открылся путь кембрийской трансгрессии со стороны Прибалтики. В зоне Пачелмского прогиба тектонические движения затухли и разобщенные Украинско-Воронежский и Волго-Камский щиты слились в единое поднятие, к которому, очевидно, причленялась также большая часть Урала. К территории платформы подключился приподнявшийся Тимано-Печорский район. Полесское поднятие с Белорусским сводом также соединились с Украинско-Воронежским щитом. Образовался огромный по площади Сарматский щит. Осевые же районы Мос-

ковской синеклизы продолжали прогибаться, хотя и значительно менее интенсивно, чем в вендское время.

В продолжение третьего гидрогеологического цикла развития водонапорной системы Русской платформы также происходили многочисленные геотектонические подвижки. К началу ижорского времени произошло интенсивное воздымание Балтийского щита, который соединился с Сарматским щитом. На территории платформы в это время образовался крупнейший в раннем палеозое континент, определивший следующий инфильтрационный этап кембрийского гидрогеологического цикла развития водонапорной системы. Размеры Московской впадины сократились, и для большей ее южной части наступил континентальный перерыв. Среднекембрийская эпоха характеризуется формированием основных структурных элементов Прибалтики — Прибалтийской впадины и Латвийской седловины.

В результате последующего верхнекембрийского подъема платформы на всей территории наступил континентальный перерыв. Сформировавшиеся осадки рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса на севере и юге Московской впадины уже были выведены на поверхность, разрушались и сносились в Балтийский бассейн. Только в центральной части Московской впадины, на площади Латвийской седловины и Прибалтийской впадины, они были прикрыты породами нижнекембрийского водоупорного комплекса и среднекембрийскими отложениями.

Континентальный перерыв был длительным. Только в самом конце верхнего кембрия — начале ордовика наступила новая трансгрессия со стороны западного кембрийско-ордовикского моря. Начался четвертый — ордовикско-нижнедевонский-гидрогеологический цикл.

Образовавшийся морской бассейн имел примерно те же размеры, что и предконтинентальный, среднекембрийский. Существовал он в своих первоначальных размерах до конца ордовика. В это время значительных изменений в режиме колебательных движений не происходило.

К концу ордовикского времени в Московской впадине началось сильное обмеление моря, возросла соленость хлоридно-натриевых вод, в разрезе появились доломиты и гипсы.

В последовавшее затем силурийское время резко изменился структурный план платформы. Московская впадина превратилась в крупное поднятие. Прибалтийская впадина продолжала прогибаться. Основной областью сноса являлся Балто-Сарматский материк, представлявший собой довольно плоскую сушу, с которой сток поверхностных вод не был сколько-нибудь значительным. В силуре на преобладающей части водонапорной системы платформы существовал инфильтрационный режим. Континентальный перерыв был очень длительным (около 70 млн. лет), о чем свидетельствует широкое распространение коры выветривания. Московская впадина в это время представляла собой обширную низменность, окруженную невысокими поднятиями.

В среднедевонскую эпоху Московская впадина снова начала прогибаться, что привело к накоплению песчаных, преимущественно разнозернистых отложений, заканчивающих формирование разреза среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса (рис. 6).

Весьма длительный континентальный перерыв в восточных областях платформы сменился здесь также эйфельской трансгрессией среднего девона, в период которой формировались преимущественно маломощные терригенные осадки.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

Центральные области

Залегающие в нижней части комплекса рифейские отложения еще мало изучены, не проведено даже согласованного расчленения толщ по возрасту. В связи с этим определение их гидрогеохимических и гидродинамических условий весьма затруднительно.

Формирование рифейских отложений — преимущественно красноцветных песчаников — проходило в континентальных резко окислительных геохимических условиях. Породы «переполнены» гидроокислами железа: окисного — до 4—9% на породу и выше, закисное и пиритное практически отсутствуют.

Накопление морских отложений рифейского возраста, локально развитых в верхах разреза юго-восточной части Пачелмского прогиба, в Крестецком прогибе и в Московском грабене, протекало в более восстановительной обстановке. Основная часть рифейских отложений — красноцветные породы — характеризуется обычно низким содержанием органического вещества. По данным Е. С. Ларской (1969 г.) количество его, как правило, ниже 0,1—0,15%, а количество хлороформенного битума в большинстве случаев составляет лишь тысячные доли процента, изредка достигая 0,005%. Однако в ряде грабенообразных прогибов центральных областей содержание органического вещества значительно повышается.

В начале венда, в волынское время, заполнились осадками частично сохранившиеся от рифейского этапа грабенообразные прогибы и впадины. Резко расчлененный рельеф платформы этого времени способствовал накоплению грубообломочных и крупнозернистых пород, мощность которых достигает десятков метров. Образование песчано-алевролитовых толщ волынской серии проходило в континентальных и прибрежно-континентальных условиях, в мелководном бассейне с хорошей аэрацией при преобладании окислительной и субокислительной геохимических обстановок. Эти условия неблагоприятны для развития органической жизни и накопления органического вещества в осадках. Породы обогащены гидроокислами железа, количество которых, по данным Е. С. Ларской, достигает 4—5%. Пиритное железо в большинстве случаев отсутствует. Мелководно-морские осадки волынской серии характеризуются низким содержанием органического вещества. Для отложений нижней части вендского разреза характерно обилие пеплового материала и прослоев туфов и туффитов.

Верхняя часть вендских отложений — валдайская серия, представленная в основном морскими мелководными глинистыми осадками, в общем формировалась в пределах Московской синеклизы в благоприятных условиях для накопления и преобразования органического вещества. Содержание пиритного железа в породах значительно колеблется по разрезу и площади. Повышенное содержание закисной формы железа по всему разрезу валдайских отложений и широкое развитие серой окраски в нижней и средней его частях свидетельствуют о преимущественно восстановительной и слабо восстановительной среде осадконакопления. Пачки темно-серых аргиллитов редкинской свиты валдайской серии венда содержат повышенные по сравнению с остальной частью отложений комплекса количества органического вещества и битуминозных компонентов.

В нижнем кембрии центральные части платформы, в которых зарождался Среднерусский бассейн, окаймлялись Балтийским щитом, Тиманским кряжем, Волго-Камским и Украинско-Воронежским сводами, а также Пачелмским и Оршанским грабенообразными прогибами. Морские геосинклинальные бассейны, окружающие платформу, активно воздействовали на краевые и даже внутренние части Среднерусского бассейна через Пачелмский и Оршанский прогибы. В такой геологической обстановке формировалась верхняя часть первого регионального водоносного комплекса Русской платформы — рифейско-вендско-нижнекембрийского.

В раннем кембрии в пределах всей территории погружения центральных областей образовались значительные толщи песчано-глинистых отложений балтийской серии. Их накопление происходило в окислительных и изредка слабо восстановительных условиях. Глинистые и песчаные породы содержат преимущественно гидроокислы железа, количество закисного и окисного железа в них примерно одинаково, а иногда окисное преобладает. В синих глинах северо-восточных районов (Рыбинск, Любим, Чухлома, Макарьев и др.) содержание $C_{орг}$ колеблется от сотых до 0,5—0,6%, преобладает содержание менее 0,1%. Количество хлороформенного битума в породах не превышает 0, 002%, обычно это десятитысячные доли процента.

Рассмотрим палеогидрогеологическую обстановку формирования рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса отложений Среднерусского бассейна. Сравнительно ограниченное развитие в рифейских отложениях карбонатных формаций говорит о том, что водоносные горизонты в тот период были обводнены в основном седиментационными слабоминерализованными водами, вероятно, гидрокарбонатно-натриевого и гидрокарбонатно-кальциевого состава.

Палеодинамика подземных вод в то время, очевидно, во многом обусловливала гидрогеохимические обстановки флюидоносных комплексов и условия миграции углеводородов из областей максимальной генерации, т. е. их концентрирование и рассеивание.

В рифее в условиях неоднократно происходивших крупных тектонических движений палеодинамика отличалась большой сложностью, тем более, что флюидоносные отложения, образовавшиеся в то время, не перекрывались регионально развитым флюидоупором, который мог бы в значительной степени контролировать «сосредоточенную» направленность движения вод, углеводородов.

В продолжение рифейского гидрогеологического цикла на элизионном этапе динамика вод подчинялась тектоническому режиму: происходило уплотнение глинистых прослоев и выжимание захороненных в них вод в сопредельные с ними песчаные горизонты. Воды перемещались из районов повышенных геостатических давлений. Характерно, что в рифейских отложениях существуют разной протяженности сочетания локальных флюидоупоров и коллекторов. В условиях «обрыва» внутрикомплексных локальных флюидоупоров воды и мигрирующие с ними углеводороды поступали в смежные коллекторы.

Отсутствие в рифейских отложениях комплекса регионально развитых глинистых слоев и перекрывающего его водоупора обусловило то, что движение в нем флюидов не имело выдержанного «горизонтального» характера в плане формирующегося Среднерусского бассейна, от его центральных участков в сторону периферийных. Происходило сравнительно близкое вертикальное перемещение флюидов от мест их выжимания в направлении к дневной поверхности континентального или мор-

ского водоемов. Существовали условия лишь для прерывистой миграции углеводородов на небольших участках.

Ресурсы подземных вод в периоды элизионного этапа рифейского гидрогеологического цикла образовались в основном в результате заполнения коллекторов седиментационными водами континентальных и морских бассейнов. Химический состав вод определялся соленостью данного бассейна и дальнейшими процессами их метаморфизации.

На инфильтрационных этапах рассматриваемого цикла (в периоды, соответствующие тектоническим поднятиям) направленность движения вод подчинялась уклонам фундамента. Происходило вытеснение из коллекторов вод, захороненных при опускании территории, пресными гидрокарбонатно-кальциевыми водами суши, окружавшей рифейское и вендское моря Русской платформы. Этот процесс долгое время был направлен со стороны Воронежского и Волго-Уральского щитов к Тимано-Печорской геосинклинали. Исходя из существовавших уклонов рельефа фундамента восточного склона Московской синеклизы (примерно 2—4 м/км), средней пористости (15—20%) и коэффициента фильтрации этих отложений (1 м/сут), можно полагать, что действительная скорость движения вод тогда составляла приблизительно *n* 10 см/год. Отсюда следует, что отложения рифея были неоднократно промыты (за исключением отложений, залегающих в грабенах), тем более в периоды длительного перерыва осадконакопления между рифеем и вендом, волынским и валдайским временами, когда водообмен в отложениях, неприкрытых водоупором, значительно увеличивался.

В инфильтрационных водах по пути их перемещения в отложениях комплекса повышалась минерализация, начинали играть определенную роль процессы катионного обмена и пр. Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, обогащаясь по пути движения солями пород, становились по своему составу сульфатно-кальциевыми и хлоридно-натриевыми. При смешении этих вод с седиментационными возникали новые разновидности состава вод и происходили различного рода биохимические процессы (при условии присутствия в них органических веществ).

Постепенно инфильтрационные воды из окислительной обстановки перемещались в центральные части Московской синеклизы в зоны восстановительных обстановок, в значительной степени сами обусловливая их пространственную протяженность. Расшифровке этих процессов способствует анализ форм аутигенных минералов и рассеянного органического вещества в отложениях комплекса. Данные по содержанию аутигенно-минералогических форм железа указывают на то, что геохимические условия преобразования вод и пород в стадии диагенеза были очень разнообразными на отдельных участках синеклизы и в отложениях различного литологического состава.

В конце рифейского времени территория центральных районов платформы, как отмечалось, испытывала положительные тектонические движения; рифейские отложения были выведены на дневную поверхность и в течение продолжительного геологического времени подвергались окислительным процессам, обусловленным в значительной степени воздействием инфильтрационных вод.

Химико-битуминологическими исследованиями установлено присутствие органического вещества почти во всех литологических типах рифейских пород центральных областей платформы. Однако содержание органического вещества и битуминозных компонентов обычно незначительно (0,1—0,15%).

Анализ геохимических условий и содержания органического вещества показывает, что в ряде центральных районов платформы, приуро-

ченных к этим структурам, в отдельные промежутки времени возникали обстановки, благоприятные для развития органической жизни, захоронения органического вещества в осадок и его дальнейшего преобразования. Так, в пределах Московского грабена периодически создавались условия, способствующие накоплению в осадках большого количества органического вещества. В Павлово-Посадской скважине в интервале 1973—2854 м (веденяпинская свита, стратиграфическая разбивка А. А. Клевцовой) наблюдается чередование пород восстановительной и окислительной фаций. Окраска пород изменяется от фиолетовой до серовато-черной. Такие же ритмичные колебания, по данным Е. С. Ларской (1968 г.), отмечаются в содержании органического вещества (от менее 0,1 до 9—10%) и аутигенно-минералогического комплекса железа: от явного преобладания железа окисного (до 9%) до преобладания железа закисного и пиритного (от 0,6 до 5%). Здесь в составе рифейских отложений почти 500-м толща переслаивания серых песчаников и темно-серых аргиллитов, залегающая в средней части, содержит прослои, обогащенные органическим веществом (до 1,23—15,7%) и хлороформенным битумом (до 0,1%). Их максимальные концентрации в Павлово-Посадской скважине, по данным Е. С. Ларской, отмечаются в интервале 2140—2200 м. К нефтематеринским отложениям Московского грабенообразного прогиба относятся и отложения гдовского горизонта. В редкинской свите часто встречаются аргиллитовые прослои с повышенным содержанием органического вещества (до 0,72%) и битуминозных компонентов.

Большая суммарная мощность темноцветных пород, наличие в них прослоев с повышенным содержанием $C_{орг}$ и хлороформенного битума в сочетании с благоприятными для нефтеобразования гидрогеохимическими условиями преобразования органического вещества позволяют предположить достаточно значительные масштабы нефтеобразования на территориях развития грабенов.

Длительное воздействие в рифее окислительных факторов активного водообмена, происходившего в рифейских отложениях Среднерусского бассейна, в целом не создавало здесь положительных обстановок для формирования скоплений нефтяных углеводородов. Лишь в районах грабенообразных впадин существовали более благоприятные в этом отношении условия.

В послерифейское время, в начале венда, воды комплекса, вероятно, имели весьма изменчивый состав и минерализацию. По-видимому, среди вод мощной толщи рифейских отложений преобладали гидрокарбонатно-кальциевые и хлоридно-натриевые с невысокой минерализацией. Газовый состав вод был преимущественно азотный.

В раннем венде, в волынское время, в комплексе также еще не выделялись выдержанные региональные водоупоры, не считая глинистых отложений, сравнительно развитых в Московском грабене и других структурах. Это позволяет говорить об отсутствии в нем и в волынское время на элизионном этапе значительных по площади районов с напорными водами. По-видимому, на протяжение всего волынского времени до начала отложения валдайских глин на территории Московской синеклизы в этом первом, рифейско-вендско-нижнекембрийском, широко распространенном водоносном комплексе преобладали безнапорные воды, т. е. сохранялся от рифейского времени гидродинамический режим своеобразного мощного потока грунтовых вод. На инфильтрационном этапе, между волынским и валдайским временем, в отложения комплекса с обширных приподнятых участков платформы в большом количестве поступали мало минерализованные воды из отложений древней коры

выветривания, из пород верхней трещиноватой зоны кристаллического фундамента. В центральных областях района движение вод, контролируемое уклонами фундамента, было направлено в сторону Тиманской геосинклинали. Сравнительно хорошие коллекторские свойства пород и громадные площади питания за счет стока поверхностных вод с Балтийского, Украинско-Воронежского и Волго-Камского щитов, очевидно, сыграли в волынское время большую роль в опреснении и оттеснении заполнявших комплекс сингенетичных ему седиментационных соленых вод. Одновременно с промыванием происходило и значительное окисление содержащихся в комплексе различных соединений, в том числе и органических. Тем не менее в разрезе центральных областей Среднерусского бассейна сохранялась гидрохимическая зональность вод. На глубоко погруженных участках водообмен был наименьшим, а следовательно, воды отличались большей минерализацией и метаморфизацией.

Начало образования значительного регионального водоупорного комплекса, валдайского, связано с небольшим погружением центральных областей Русской платформы. Формировалась выдержанная по площади центральных областей Русской платформы пачка зеленовато- и темно-серых тонкослоистых гидрослюдистых аргиллитов и глин. Она включает пласт темно-серых битуминозных глин с повышенным содержанием органических веществ.

К внутренним частям Среднерусского бассейна мощность водоупора плавно нарастает до 150—200 м и более.

Литологический состав раннекембрийских пород свидетельствует о том, что в нижнекембрийском гидрогеологическом цикле, сменившем вендский, воды верхней части комплекса (нижнекембрийской) на элизионном этапе соответствовали водам морей нормальной солености и, следовательно, по своему составу были хлоридно-натриевыми с невысокой минерализацией (до 35 г/л). К этому времени рельеф континентов, окружающих морской бассейн, стал более пологим. Процесс накопления осадков проходил медленно; в Московской впадине они представлены аргиллитами, глинами, перемежающимися в отдельных разрезах с тонкозернистыми песчаниками (Судиславль, Малые Соли). В начале нижнекембрийского гидрогеологического цикла рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс на большей части площади был перекрыт отложениями нижнекембрийского водоупора с наибольшей мощностью (до 160 м) в районах Рыбинска, Малых Солей, Судиславля. Оставались неприкрытыми отложения комплекса в южной части Московской впадины, примыкающей к Воронежско-Украинскому щиту.

Принципиально изменился характер миграции флюидов (вод, углеводородов) в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе, особенно в центральных областях, после образования регионального валдайского и нижнекембрийского водоупоров (рис. 6, 18).

В движении отжатых и вновь отжимаемых в коллекторы этого комплекса седиментационных вод в период кембрийского и ордовикско-нижнедевонского гидрогеологических циклов уже преобладал региональный напорный характер. Важно установить, в каких районах Московской синеклизы (Среднерусского бассейна) в это время происходило максимальное перемещение флюидов. Как видно из палеогидрогеологических реконструкций, особенно широким фронтом вод и, очевидно, углеводороды двигались из областей их повышенных напоров и максимального отжатия, приуроченных к северо-восточным осевым частям синеклизы, в сторону северо-западного, северо-восточного и южного склонов синеклизы. Это движение охватывало районы Рыбинска, Пошехонья, Вологды, Солигалича, Любима, Рослятино, Дьяконова, Буйска, Макарь-

єва, Костромы, Ярославля, Переславль-Залесского. Именно через эти районы проходило максимальное количество вод и углеводородов, отжатых из глинистых отложений рифея, венда и нижнего кембрия. На элизионном этапе кембрийского гидрогеологического цикла несколько меньшие объемы седиментационных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса проходили через восточные склоны Московской синеклизы в сторону Котельнического и Токмовского сводов и в направлении Пачелмского прогиба, что связано с особенностями распространения нижнекембрийского флюидоупора, резкой изменчивостью здесь его мощностей, а местами даже его отсутствием (см. рис. 18). Это существенно повлияло на процессы миграции и накопления углеводородных соединений.

Если принять во внимание, что на перенос углеводородов значительно влияет динамика седиментационных вод — ее направленность и масштабность, то, очевидно, важно определить, кроме основных путей движения седиментационных вод, и их объемы.

В рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе в центральных районах Русской платформы максимальные объемы формирующихся седиментационных вод, а вместе с этим и значительная интенсивность седиментационного водообмена были приурочены к центральным, северо-восточным и южным погруженным частям Московской синеклизы (Любим, Макарьев, Переславль-Залесский). Количество отжатых седиментационных вод здесь уже к концу нижнещигровского времени достигало 70—115 $м^3/м^2$.

При анализе интенсивности формирования седиментационных вод обращает на себя внимание общая закономерность, характерная для всех отложений — резкое сокращение объемов вод, отжимающихся из глинистых осадков по мере их погружения.

Следует особо подчеркнуть, что основной фронт движения подземных вод в сторону северо-западных, северо-восточных и южных склонов Московской синеклизы на длительных седиментационных этапах кембрийского, ордовикско-нижнедевонского и последующих гидрогеологических циклов проходил по площади распространения нефтематеринских редкинских отложений. Эти этапы характеризовались благоприятной для формирования скоплений углеводородов восстановительной обстановкой.

В разрезе отложений рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса редкинские осадки (валдайской серии венда) регионально в пределах Среднерусского бассейна содержали повышенные количества органического вещества. С этими же осадками связано происхождение значительных количеств седиментационных вод.

На большей части территории Московской синеклизы, включая северо-восточные и южные районы, в период отложения глин редкинской свиты и диагенеза осадков преобладали слабо восстановительные геохимические условия, восстановительные фации имели подчиненное значение. В северо-восточных районах (Любим, Макарьев, Решма, Котлас и др.) накопление глинистых осадков происходило в условиях интенсивного прогибания и поступления большого количества терригенного материала, вследствие чего мощность отложений редкинской свиты здесь значительно увеличивается; органического же вещества в маркирующих пачках темно-серых аргиллитов немного, лишь изредка количество $C_{орг}$ достигает 0,5 и 0,9%, а в единичных случаях (Чухлома) — 3,5% (Е. С. Ларская, 1969, 1970; А. И. Шибалин, 1968; В. В. Кирсанов, А. И. Шибалин, 1970) и хлороформенного битума «А» — 0,04%.

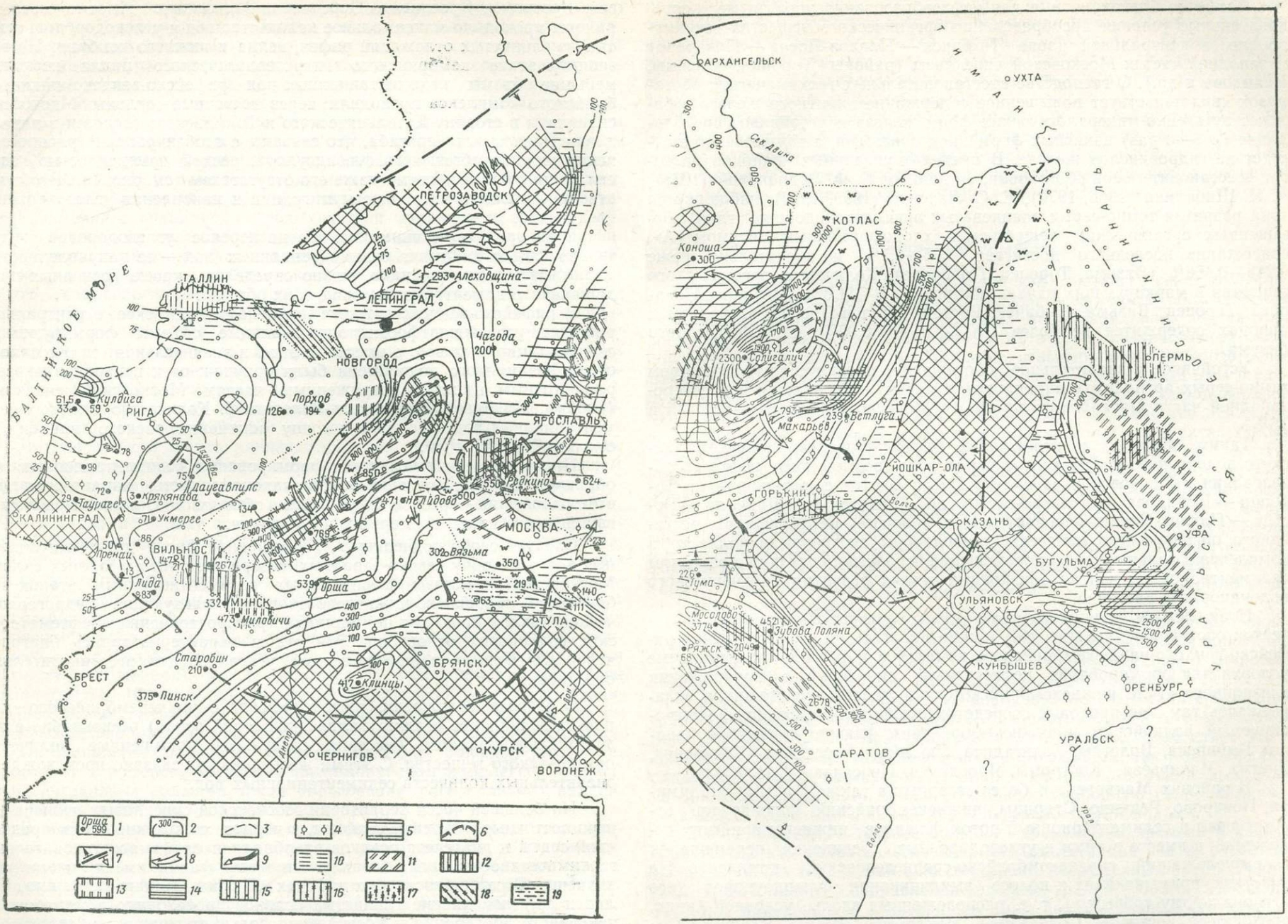


Рис. 18. Карта палеогидрогеологической обстановки рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы к концу нижнего кембрия.
Составил Г. П. Якобсон.

1 — местоположение скважины и глубина погружения (мощность) комплекса, м: *2* — изолинии глубины погружения комплекса (по подошве) на конец надляминаритового времени Cm_1; *3* — границы распространения нижнекембрийского водоупорного комплекса; *4* — районы облегченной гидродинамической связи с дневной поверхностью; зоны с положительными показателями по палеогидрогеологическим условиям: *5* — благоприятные, *6* — наиболее благоприятные; *7* — границы нефтегазоносных водонапорных бассейнов; основные направления движения вод и углеводородных соединений: *8* — на элизионных этапах и *9* — на инфильтрационных этапах I, II, III гидрогеологических циклов; зоны напоров вод на элизионных этапах: *10* — минимальных и *11* — максимальных; II гидрогеологическая группа пород, залегающая в верхней части разреза водоносного комплекса мощностью, м: *12* — 200, *13* — 100—200; *14* — II гидрогеологическая группа пород, залегающая в подошве разреза мощностью 200 м; III гидрогеологическая группа пород, залегающая в верхней части разреза водоносного комплекса мощностью, м; *15* — 100—200, *16* — 50—100; *17* — 10 — 50; *18* — в средней части разреза мощностью 50—100 м; *19* — в подошве разреза мощностью 10—50.

Остальные условные обозначения на рис. 6.

Наиболее благоприятные для нефтеобразования устойчивые восстановительные условия преобразования органического вещества существовали в центральной (зона Рыбинск — Павлов-Посад — Поварово) и западной частях Московской синеклизы (районы Торопца, Вязьмы, Нелидова и др.). О господстве восстановительных геохимических обстановок свидетельствует повышенное содержание пиритного железа в балансе аутигенно-минералогических форм железа и устойчивое преобладание (в 3—8 раз) закисных форм над окисными, а также частое отсутствие гидроокислов железа. В пределах указанных районов развития восстановительной обстановки, по данным К. Ф. Родионовой (1954), А. И. Шибалина (1968, 1970), Е. С. Ларской (1969, 1970), наблюдается зона развития темно-серых сланцеватых аргиллитоподобных глин, обогащенных органическим веществом и хлороформенным битумом «А», содержание последнего достигает 0,05—0,1% и значительно реже 0,248—0,466% (Вязьма, Торопец, Поварово). Количество органического вещества в маркирующих пачках достигает 2,8—11,8% (Редкино, Поварово, Торопец, Вязьма, Рыбинск, Ростов, Павлов-Посад), в среднем в породах содержится не более 1% $C_{орг}$ и до 0,05% хлороформенного битума.

Устойчивое и значительное обогащение органическим веществом темно-серых аргиллитов маркирующих пачек наблюдается и в северо-западной части Пачелмского прогиба (Морсово—Мосолово—до 4—5 и 16%).

Таким образом, в отложениях рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса основная зона возможного нефтегазообразования в Московской синеклизе протягивается с юго-запада от Торопца — Нелидова на северо-восток до Пошехонья — Данилов — Ростов — Павлов-Посад. Генерируемые в процессе метаморфизма рассеянного органического вещества углеводороды поступали в коллекторы комплекса и дальнейшее их перемещение неразрывно связано с режимом седиментационных вод на элизионных этапах развития Среднерусского водонапорного бассейна.

Итак, исходя из анализа палеогидрогеологической и палеогеохимической обстановок (см. рис. 18), можно полагать, что в отложениях рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса наиболее благоприятные условия для формирования нефтегазовых скоплений в продолжении элизионного этапа нижнекембрийского гидрогеологического цикла складывались там, где проходил сосредоточенный поток флюидов, контролируемый валдайским и нижнекембрийским флюидоупорами: в районах Рыбинска, Вологды, Солигалича, Любима, Рослятино, Дьяконова, Буйска, Макарьева, Костромы, Ярославля, Переславль-Залесского.

В районах Макарьева и более северных а также Решмы, Владимира, Поварово, Редкино, Старицы, нижнекембрийский флюидоупор отсутствовал и седиментационный поток флюидов нижнекембрийских отложений, а вместе с ними и углеводородных соединений перемещался в вышележащий среднекембрийско-среднедевонский комплекс. На участках, примыкающих к полосе выклинивания флюидоупоров (его региональному «обрыву»), т. е. расположенных вдоль условной линии, проходящей восточнее Солигалича, Макарьева, Решмы, Владимира, в нижнекембрийской части описываемого комплекса происходили перепад напоров, разгрузка вод, снижение давления и температуры, т. е. существовали факторы, способствующие выделению углеводородов. Поэтому указанные участки могут быть перспективными, но уже в вышележащих среднекембрийско-среднедевонских отложениях. На южных склонах Московской синеклизы (Поварово, Редкино, Старица, Кувши-

ново) фиксируется также «обрыв» флюидоупора, в связи с чем перспективность на этих участках нижнего флюидоносного комплекса (рифейско-вендско-нижнекембрийского) несколько снижается. Однако здесь внутри самого комплекса имеются локальные флюидоупоры, которые могли сохранить в тектонических, литологических и стратиграфических ловушках углеводородные скопления.

В рассматриваемые периоды повышенный, несколько обособленный седиментационный водообмен в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе существовал и в пределах Рязано-Саратовского прогиба. Действительное количество отжатых вод, по-видимому, намного превышало рассчитанную их примерную величину — 80 $м^3/м^2$.

Восточные области

Длительный период формирования вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса в конце протерозоя в восточных областях, как упоминалось выше, проходил в условиях моноклинального погружения восточных склонов Волго-Камского щита и в целом юго-восточных склонов Русской платформы. Литологически невыдержанные мощные отложения этого комплекса, еще недостаточно изученные, объединены в единую толщу (комплекс), которую покрывает водоупор пород верхней части верхнебавлинского разреза. Нисходящие тектонические движения в рифее и венде вызывали вытеснение захороненных седиментационных вод глинистых отложений самого комплекса и перекрывающего его водоупора в коллекторы и их последующее движение от областей максимального прогибания — Верхнекамской впадины, Бирской седловины, Серноводско-Абдуллинской впадины, юго-восточного склона платформы — в направлении западных периферийных частей формирующегося в эти периоды Волго-Уральского бассейна — Воронежской антеклизы, Токмовского, Котельничского, Коми-Пермяцкого и Татарского сводов (представлявших собой в продолжение рифея и венда обширную сушу на востоке платформы).

Сопоставление условий распространения рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса и верхнебавлинского водоупора позволило выявить характерную особенность, определявшую гидрогеологическую обстановку на востоке платформы в бавлинское время: граница распространения бавлинского водоупора не совпадала с западной границей рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Волго-Уральского бассейна, она проходила восточнее. Вследствие этого коллекторские породы комплекса как на элизионном, так и на инфильтрационном этапах протерозойско-нижнепалеозойского цикла выходили на дневную поверхность. Это и обусловило свободную гидродинамическую связь водоносного комплекса с поверхностными водами.

Таким образом, в течение большого промежутка времени в рифейском и вендском гидрогеологических циклах миграция вод и, очевидно, углеводородных соединений шла со стороны погруженных частей Уральской геосинклинали в направлении западной границы Волго-Уральского бассейна, приуроченной к названным выше положительным структурам. Здесь в то время находились области конечной разгрузки вод и разрушения углеводородов рифейско-вендско-нижнекембрийского (бавлинского) комплекса (в связи с отсутствием на этих участках водоупорных верхнебавлинских отложений).

В пределах Волго-Уральского бассейна преобладающие в составе пород песчаники (мощностью до сотен, нередко тысяч метров и более) отлагались в континентальных или прибрежно-морских условиях в окис-

лительной среде. Первичная красноцветная окраска песчано-алевролитовых толщ обусловлена окислительной средой осадконакопления, низким содержанием органического вещества и очень слабым развитием восстановительных процессов в осадке. Сероцветные аргиллиты, алевролиты и доломиты рифейского возраста также содержат небольшие количества органического вещества (чаще 0,1—0,2%).

Среди отложений рифея относительно повышенным содержанием органического вещества (до 0,97%) и высокой степенью битуминозности (преимущественно «А» хлороформенного битума—5—10%) выделяются темно-серые аргиллиты тюрюшевской свиты и темно-серые доломиты калтасинской свиты II (по данным А. А. Клевцовой, 1968).

Однако в общем невысокое содержание органического вещества в породах рифея, преобладание в разрезе красноцветных пород, малая изученность распространения сероцветных разностей и их мощности не позволяют сделать обоснованных выводов о продуцирующих свойствах этих отложений.

В восточных областях Русской платформы широко развиты глинисто-алевритовые отложения ласьвинского комплекса, который, по А. А. Клевцовой (1968), соответствует полному объему волынско-валдайского комплекса центральных областей. Их мощность увеличивается с юго-запада на северо-восток, достигая 1000 м и более. Содержание органического вещества в ласьвинских породах также невысокое, и в большинстве исследованных образцов не превышает 0,2—0,3%. Хлороформенного битума «А» обычно менее 0,02%. Несколько выше содержание органического вещества в ласьвинских сероцветных отложениях бородулинской серии, где оно достигает 1,22% в аргиллитах Куединского разреза. Эти отложения формировались в слабо восстановительных и восстановительных условиях пиритово-сидеритовой геохимической фации. Породы бородулинской свиты наиболее благоприятны для развития процессов нефтеобразования в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе на востоке Русской платформы. С бородулинской свитой и контактирующими с ней песчаниками рифея связаны наиболее обильные и частые нефтегазопроявления.

Объем отжимаемых седиментационных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса для восточных областей платформы не рассчитывался, однако громадная мощность бавлинских отложений, среди которых глинистые осадки играют не последнюю роль, позволяет оценить его в наиболее прогнутых частях бассейна величиной порядка 250 $м^3/м^2$ и более уже к концу протерозоя. Следовательно, в течение элизионных этапов описываемых циклов вдоль западной границы водоносного комплекса разгружалось громадное количество седиментационных вод. Это обусловливало значительную интенсивность элизионного водообмена, но скорости перемещения элизионного потока в течение всего описываемого периода были очень низкими. Учитывая большую продолжительность протерозоя и значительную суммарную мощность проницаемых отложений, можно считать, что перепады напоров вод бавлинского водоносного комплекса в условиях установившегося движения не превышали нескольких метров или нескольких десятков метров. Пьезометрическая поверхность потока была очень пологой с незначительным уклоном в западном направлении, в сторону области разгрузки седиментационных вод.

Последующий инфильтрационный этап в конце нижнекембрийского гидрогеологического цикла был наиболее продолжительным за всю историю развития Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна и охватывал кембрийский, ордовикский, силурийский, а на большей части терри-

тории, по-видимому, и нижнедевонский периоды. Равнинный характер суши, подвергавшийся длительной денудации, а следовательно, и пологий характер пьезометрической поверхности инфильтрационных вод не позволяют говорить о больших скоростях внедрения поверхностных вод в коллекторы бавлинского водоносного комплекса. Однако громадная продолжительность инфильтрационного этапа, наличие выходов на поверхность отложений, облегчающих свободное поступление вод, обусловили широкое проникновение инфильтрационных вод и глубокую промытость отложений бавлинского водоносного комплекса, т. е. обстановку, весьма неблагоприятную для накопления и сохранения нефтегазовых месторождений. Лишь на территории к востоку от Перми, Уфы, Ишимбая, в области современного Предуральского прогиба были распространены зоны замедленной динамики подземных вод и восстановительных гидрохимических условий. Вследствие этого бавлинские отложения менее перспективны в западных областях Волго-Уральского бассейна и могут оказаться более перспективными, по-видимому, лишь в наиболее погруженных частях территории восточной половины бассейна.

Следующие за рифейским, вендским и нижнекембрийским гидрогеологическими циклами периоды развития водонапорной системы Русской платформы приурочены в основном к среднекембрийской, ордовикской, силурийской, нижнедевонской и частично среднедевонской эпохам. В течение их формировался среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

Слагающие комплекс песчаные и песчано-алевритовые породы среднекембрийского горизонта, нижней части пакеортского горизонта и низов девонских отложений формировались в основном в окислительных и субокислительных условиях, неблагоприятных для захоронения и сохранения органического вещества в осадках. В устойчивых восстановительных условиях в нем формировались зеленовато-серые и темно-серые алевритистые глины и алевриты пакеортского горизонта нижнего ордовика. Это подтверждается постоянным присутствием в них пирита (до 5%) в аутигенно-минералогической фракции и преобладанием (до 70%) закисного железа (районы Данилова, Любима, Вологды, Рыбинска). В краевых частях бассейна седиментации пакеортского времени геохимические условия также характеризовались окислительными обстановками. Осадки этой части разреза перекрываются глинисто-карбонатными и доломитовыми породами среднего и верхнего ордовика.

Очень длительный перерыв в силурийское время (около 70 млн. лет) привел к тому, что верхняя часть разреза ордовикских отложений оказалась в зоне свободного водообмена. Однако, темноцветные глинистые породы и сланцы пакеортского горизонта с повышенным содержанием органического вещества, перекрытые карбонатно-глинистой толщей нижнего и среднего ордовика, на преобладающей части площади своего развития, за исключением краевых участков, не испытывали окисляющего воздействия инфильтрационных вод. Каких-либо следов вторичного окисления в них не встречено: гуминовые кислоты в составе рассеянного органического вещества в большинстве случаев не обнаружены.

Среднедевонскими песчаными преимущественно разнозернистыми отложениями заканчивается разрез среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса.

В результате среднекембрийской, ордовикской и нижнедевонской трансгрессий (наступавших с запада) в пределах Московской синеклизы на элизионном этапе среднекембрийско-среднедевонского гидрогеологического цикла в описываемых отложениях происходило накопление и формирование хлоридно-натриевых вод со сравнительно невысокой минерализацией. В периоды регрессий или континентальных перерывов в рассматриваемом комплексе, так же как и в рифейско-вендско-нижнекембрийском, господствовал инфильтрационный режим. При этом происходило промывание пород, прилегающих к областям водного питания, которые находились на северных склонах Воронежской антеклизы, западных и восточных склонах Волго-Уральского щита. Со стороны областей питания происходило оттеснение седиментационных вод комплекса инфильтрационными в направлении основных областей его разгрузки — южных склонов Балтийского щита и Уральской геосинклинали.

С точки зрения возможности развития нефтеобразования в среднекембрийско-среднедевонском комплексе наибольший интерес представляют сланцеватые глины и аргиллиты пакерортского горизонта нижнего ордовика. Содержание органического вещества в его породах колеблется от 0,3 до 1,0%, хлороформенного битума А не превышает 0,04%. Алевритистые глины и глинистые алевролиты пакерортского горизонта в районе Пестово и Валдая переходят в темно-серые, почти черные битуминозные диктионемовые сланцы с высоким содержанием органического вещества. По данным Л. И. Станкевич (1961) и А. И. Шибалина (1968), оно достигает в отдельных прослоях 17,4%, а содержание хлороформенного битума А — 0,24—0,35% (на породу). Общая мощность сланцеватых глинистых отложений, обогащенных органическим веществом, достигает (по данным А. И. Шибалина, 1968) в Пестово 35 м, на Валдае — 8 м.

Участки наибольшей активизации в коллекторах среднекембрийско-среднедевонского комплекса элизионного водообмена, происходившей в периоды ордовикской и нижнедевонской трансгрессий, в целом совпадают с районами развития пакерортских отложений. На этих участках располагалась основная зона создания напоров элизионного потока среднекембрийско-среднедевонского комплекса. От районов Рыбинска и Максатихи сток формировался главным образом в двух направлениях: северо-западном, в сторону Ладожского и Онежского озер, и юго-восточном (рис. 19). Следует отметить, что условия разгрузки седиментационных вод комплекса существенно отличались от таковых в залегающем ниже рифейско-вендско-нижнекембрийском водоносном комплексе. Динамика вод седиментационного стока среднекембрийско-среднедевонского комплекса была более затрудненной. За исключением небольших участков юго-восточнее Ладожского озера и западнее Котласа в среднекембрийско-среднедевонском комплексе отсутствовали районы облегченной гидродинамической связи с залегающими выше горизонтами.

В комплексе, по-видимому, преобладала скрытая разгрузка седиментационных вод, в особенно больших масштабах происходившая северо-западнее Пестово и Вологды, где перекрывающий его среднедевонский водоупор представлен переслаиванием проницаемых и непроницаемых отложений. В связи с этим основная масса седиментационных вод из главной области создания напоров комплекса, устремляясь на северо-запад, создавала в этом направлении наибольшую интенсивность перемещения формирующихся углеводородных соединений. Сток вод в юго-

восточном направлении значительно ограничивала зона увеличенного поступления седиментационных вод, образующаяся в среднекембрийско-среднедевонском комплексе на юго-восточных бортах Московской синеклизы, в районе Владимира и Шатуры.

Движение седиментационных вод со стороны Владимира и Шатуры прослеживается главным образом на юго-восток в сторону Рязано-Саратовского прогиба, однако здесь оно ограничивалось восточной водораздельной линией Среднерусского бассейна по отложениям среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса. Как и в залегающем ниже рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе, эта линия четко разграничивает Московский и Волго-Уральский бассейны. Однако, если на Коми-Пермяцком и Татарском сводах она совмещается с границей в протерозойских горизонтах, то на Токмовском и Воронежском сводах значительно отклоняется от нее на юго-восток и пересекает Рязано-Саратовский прогиб по линии Пенза—Ржакса. Это связано в первую очередь со строением самого Рязано-Саратовского прогиба, который в отложениях среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса не проявляется.

В наиболее прогибающихся районах бассейна — Пестово, Максатиха, Рыбинск и др. — объемы формирующихся седиментационных вод в нижнещигровское время достигали 30—85 $м^3/м^2$.

Перспективы рассматриваемого среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса в значительной степени можно связывать с поступлением углеводородных соединений из сульфатно-карбонатных и глинисто-карбонатных пород морсовско-мосоловского времени (среднедевонского водоупора), при формировании которых в пределах лагуны, в наиболее прогнутой юго-западной половине Московской синеклизы, периодически возникали восстановительные условия, благоприятные для преобразования органического вещества в нефтяном направлении.

Исследованиями Н. М. Галактионовой (1957, 1961), Д. В. Жабрева (1954, 1966), Е. С. Ларской (1969) в отложениях морсовско-мосоловского горизонта установлено наличие высоко битуминозных с повышенным содержанием органического вещества пород, которые эти исследователи рассматривают как возможно нефтематеринские. Такие породы развиты в виде небольших прослоев в толще доломитово-ангидритовых пачек и глинистых доломитов южного борта юго-западной половины Московской синеклизы (Вязьма, Рудня — $C_{орг}$ —1,22—2,0%, хлороформенного битума — до 0,04%), на северном склоне Воронежского свода (Ясная Поляна, Грязи, Плавск — $C_{орг}$ —0,5—1,7%), в восточной и юго-восточной бортовых частях синеклизы. В высоко битуминозных прослоях восточных районов содержание $C_{орг}$ составляет в среднем 0,5—0,7% (Горький, Лысково, Балахониха), в юго-восточных районах оно значительно выше: $C_{орг}$ — 1—1,5%, хлороформенного битума — чаще 0,04 до 0,09% (Зубова Поляна, Ряжск).

Наиболее благоприятные условия для процессов битумообразования и поступления углеводородных соединений в нижележащие коллекторы среднего девона и среднего кембрия существовали в восточной и юго-восточной частях Московской синеклизы. В центральной части Московской впадины в среднекембрийско-среднедевонском комплексе развиты породы III гидрогеологической группы, представленные здесь в нижней части каменной солью с подчиненными прослоями доломитов и ангидритов, в верхней части — карбонатными породами.

На востоке Русской платформы среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс представлен лишь маломощными отложениями эйфельского яруса среднего девона.

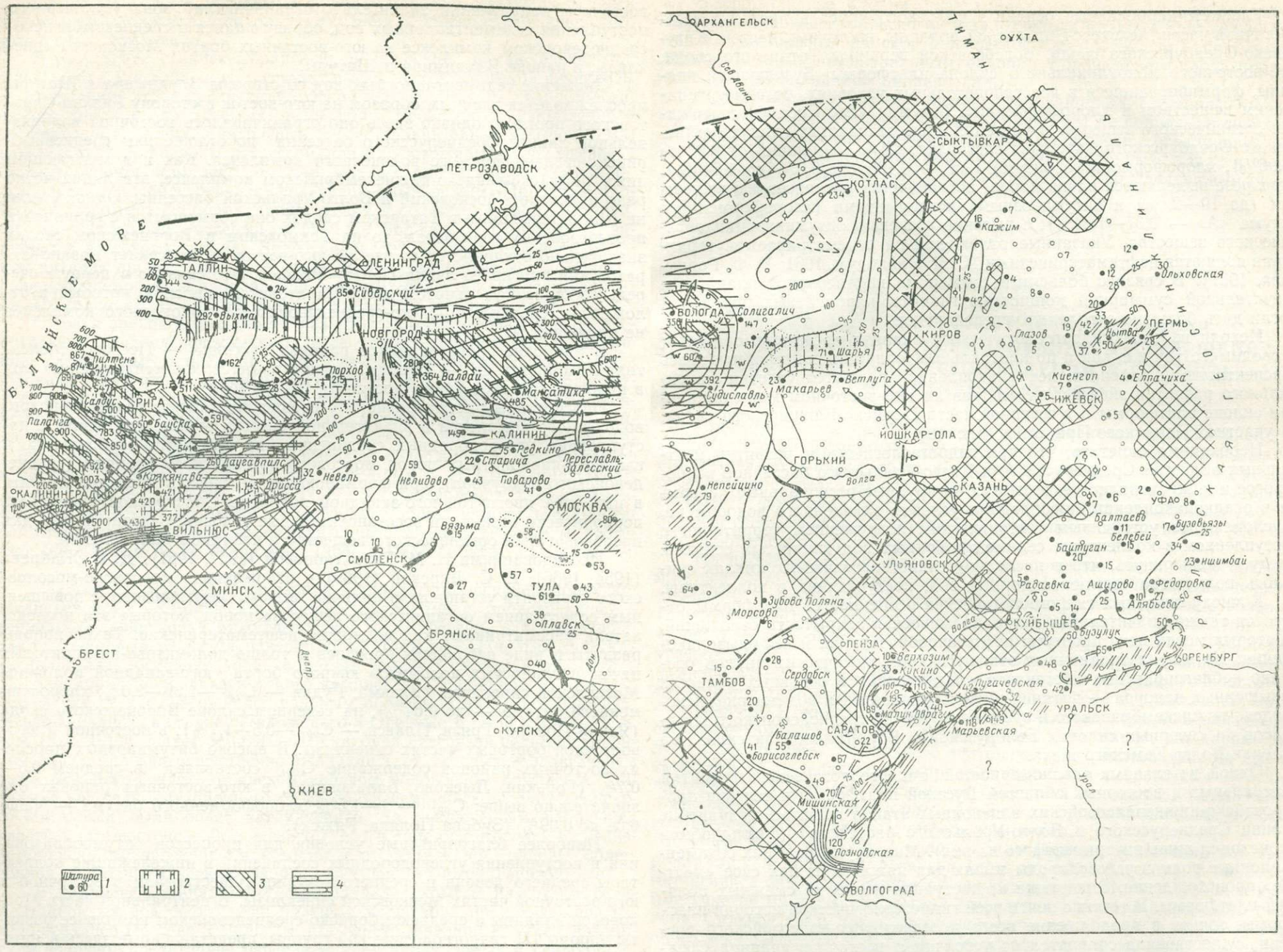


Рис. 19. Карта палеогидрогеологической обстановки среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса Русской платформы к концу эйфельского времени.
Составил Г. П. Якобсон.

1 — местоположение скважины, мощность комплекса,м; III гидрогеологическая группа пород (глины, аргиллиты и пр.), залегающая: *2* — в кровле разреза мощностью 100—200 м, *3* — в средней части разреза мощностью более 200 м, *4* — в нижней части разреза мощностью более 200 м.
Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 18.

Глинисто-карбонатные осадки эйфельского яруса в пределах юго-восточной части Мелекесс-Радаевской впадины, восточных частей Жигулевско-Оренбургского свода, Белебеевской вершины Татарского свода, юго-восточного моноклинального склона платформы, Бузулукской впадины, формировавшиеся в восстановительных условиях, богаты органическим веществом и хлороформенным битумом «А». Среднее содержание органического вещества в мергелях и известковистых глинах Куйбышевско-Оренбургского Заволжья составляет 4,4% (изменяясь от 0,92 до 21,96%), хлороформенного битума «А» — 0,185 (от 0,076 до 1,540%). В разрезе выделяются пачки пород, обогащенных органическим веществом (до 10—22%) и битуминозными компонентами (хлороформенного битума «А» — 0,37—1,54%), с высокой степенью битуминизации органического вещества. Указанные отложения на рассматриваемой территории являются нефтематеринскими (С. Я. Вайнбаум, 1961; К. Ф. Родионова, 1967). В связи с большими размерами нефтесборной площади и значительной суммарной мощностью глинисто-карбонатных пород они могли дать большие скопления углеводородов.

Исходя из палеогидрогеологического анализа восточных областей, проводимого так же, как и по центральным областям платформы, здесь перспективными районами нефтенакопления являются участки максимального развития эйфельских осадков на юго-восточном моноклинальном склоне платформы и в северной части Пермско-Башкирского свода, на участках Пермского Прикамья (рис. 19).

Необходимо отметить, что при гидрогеологическом развитии центральных областей Среднерусского и Волго-Уральского бассейнов в протерозое и нижнем палеозое, несмотря на крупные региональные перерывы в осадконакоплении, преобладали условия элизионного водообмена, обусловленные устойчивым тектоническим погружением территории и поступлением в коллекторы седиментационных вод глинистых осадков. Следует подчеркнуть, что в последних гидрогеологических циклах снизилось количество седиментационных вод, поступающих в коллекторы.

К числу основных гидрогеологических особенностей платформы относится также значительная гидродинамическая закрытость отложений, в которых могли идти процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. На инфильтрационных этапах гидрогеологических циклов особенно неблагоприятные обстановки создавались в основных областях повышенных напоров — питания инфильтрационными водами рифейско-вендско-нижнекембрийского и среднекембрийско-среднедевонского комплексов на северных склонах Белорусской и Воронежской антеклиз, на склонах Волго-Камского щита.

Одной из главных закономерностей гидрогеологического развития центральных и восточных областей Русской платформы в течение протерозойско-нижнепалеозойских элизионных этапов являлось сохранение границ Среднерусского и Волго-Уральского бассейнов (флюидообмен происходил лишь внутри каждого из них). Мигрирующие в них седиментационные воды и углеводороды имели для каждого из них свое «местное» происхождение. Они также не поступали извне, из смежных областей платформы. В течение почти всей гидрогеологической истории платформы, точнее в продолжение всего протерозойско-палеозойского времени, существовала сравнительно устойчивая восточная граница Среднерусского водонапорного бассейна, отделяющая центральные области от восточных областей или Волго-Уральского водонапорного бассейна. С севера на юг она протягивалась вдоль западных склонов Коми-Пермяцкого и северной вершины Татарского сводов (характеристика дается по современному структурному плану), пересекала Казанскую седлови-

ну северо-западнее Казани, поворачивала на запад, проходила вдоль северных склонов Токмовского свода, отделяла Рязано-Саратовский прогиб от центральных районов Московской синеклизы по линии Тума—Рязань и далее по центральным районам Воронежского свода продолжалась в юго-западном направлении.

Таким образом, два крупнейших водонапорных бассейна Русской платформы (Среднерусский и Волго-Уральский) не пополняли своих запасов вод и углеводородов за счет друг друга в связи с ограничивающим их пьезометрическим минимумом на седиментационных этапах и пьезометрическим максимумом на инфильтрационных, определявшими границу между ними.

Глава IX

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Средне- и верхнепалеозойская история развития водонапорной системы Русской платформы характеризуется неоднократным чередованием элизионных и инфильтрационных этапов. Гидрогеологический режим на этих этапах резко меняется. Формирование структуры водонапорной системы и изменения гидродинамической и гидрогеохимической обстановки в свою очередь оказывают существенное воздействие на условия миграции и накопления углеводородов.

На протяжении среднего и верхнего палеозоя выделяются следующие основные гидрогеологические циклы: 1) средне-верхнедевонский—нижнекаменноугольный (доряснополянский); 2) нижнекаменноугольный (добашкирский); 3) средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский; 4) верхнепермский. В эти периоды формируются основные скопления углеводородов в средне-верхнедевонском и нижнекаменноугольном комплексах Русской платформы. В продолжение палеозоя господствуют нисходящие тектонические движения, трансгрессии с отложением мощных осадков. К живетскому веку относится начало средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла. Он характеризуется отсутствием стабильного тектонического режима (частая смена трансгрессий сравнительно непродолжительными регрессиями морских бассейнов). В этот век Московская синеклиза испытывает интенсивное погружение, что приводит к расширению в ее пределах площади морского бассейна по сравнению с эйфельским веком.

Погружение восточных областей платформы в живетский век приводит также к широкому развитию здесь морского бассейна. В наиболее интенсивное опускание вовлечены южные районы этого бассейна и южные участки Вятского авлакогена в пределах Казанско-Кировского прогиба. Сильное воздымание восточной части платформы в конце живетского века вызывает обмеление живетского моря и осушение отдельных его частей.

В верхнем девоне в центральных областях происходит еще большее погружение и соответствующее развитие морских трансгрессий. В западных же областях платформы фиксируются положительные движения. Так, в конце франского века образовавшаяся Латвийская седлови-

на разъединила Московскую и Балтийскую синеклизы и сформировала тем самым стабильную западную границу Среднерусского нефтегазоносного бассейна.

Верхнедевонская трансгрессия завершается в кыновское время. На востоке платформы формируется структура Татарского свода, вытянутого вдоль Вятского авлакогена. Его Альметьевская вершина еще не образовалась и на ее месте располагается Шугуровский прогиб.

По восточным окраинам Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна протягивается Уфимско-Пермское палеоподнятие, отделенное от Татарского палеосвода меридионально вытянутым Шугуровско-Верхнекамским палеопрогибом. Во франском веке заметно сокращается, а затем полностью исчезает суша на Башкирской вершине Пермско-Башкирского свода, которая до этого периода охватывала и Бирскую седловину. В прогибание были вовлечены Мелекесская впадина и Вятский авлакоген. Наиболее важной особенностью тектонического развития в франском веке является заложение и развитие Камско-Кинельской системы некомпенсированных прогибов.

На протяжении турнейского века на территории Московской синеклизы также господствуют морские условия. Лишь в конце этого века происходит обширная регрессия морского бассейна.

По сравнению с западными районами турнейского бассейна его восточные районы в пределах Московской синеклизы испытывают гораздо большее прогибание. На всей площади синеклизы осушение отмечается в конце века, при этом в районе современного положения западного борта на многих участках отложения турне полностью размываются, частично здесь размываются также осадки верхнего девона.

В фаменский и турнейский века морской бассейн существовал почти на всей территории Волго-Уральской области. Обособленные Камско-Кинельской впадиной формирующиеся Кукморская и Альметьевская вершины Татарского свода, а также Пермская и Башкирская вершины Пермско-Башкирского свода начинают развиваться самостоятельно.

Региональный перерыв в осадконакоплении, охвативший перед нижневизейским временем всю территорию Урало-Поволжья за исключением Камско-Кинельской системы прогибов, знаменует, так же как и для центральных областей платформы, инфильтрационный этап средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла.

К периоду обширного опускания территории Московской синеклизы в визе относится начало следующего гидрогеологического цикла — нижнекаменноугольного (добашкирского). Особенно широкое распространение визейская трансгрессия получает в тульское время. В окское, серпуховское и намюрское время продолжается неравномерное прогибание площади Московской синеклизы, увеличивающееся, как и на предыдущих этапах, с запада на восток, что несомненно отражалось на закрытости отложений комплексов в различных районах их распространения.

В нижневизейское время начинается новый этап формирования структуры Волго-Уральской области. Интенсивное прогибание Камско-Кинельской впадины, сопровождаемое формированием мощной толщи терригенных осадков, сохраняется в яснополянское время. К концу средневизейского времени эта впадина полностью компенсируется и в дальнейшем в структуре Волго-Уральской области не проявляется. Устойчивый морской режим верхневизейского и намюрского веков во второй половине намюра (краснополянское время) уступает место регрессии морского бассейна, вызвавшей осушение и денудацию осадков в западных районах Урало-Поволжья. К этому времени вырисовываются как самостоятельные структуры Кукморская и Альметьевская вершины Татар-

ского свода, Жигулевско-Покровская вершина Жигулевско-Оренбургского свода, оконтуренные незначительно прогнутыми структурами Бузулукской, Мелекесской и Верхнекамской впадин.

К началу среднего карбона, когда на территории Русской платформы происходят континентальный перерыв и смена элизионного водообмена инфильтрационным, завершается стадия нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла.

Новые обширные погружения центральных и восточных областей Русской платформы в башкирский век определяют возобновление элизионного водообмена в отложениях ее осадочного чехла — наступление длительного средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского гидрогеологического цикла. В продолжение среднего карбона в центральных областях платформы — Московской синеклизе — преобладают процессы прогибания. Лишь в предверейское время здесь отмечается сравнительно кратковременный континентальный перерыв, обусловливающий тем не менее смену гидродинамических режимов в отложениях водонапорных комплексов в течение этого промежутка времени.

С началом башкирского века связано неравномерное опускание восточных областей платформы и постепенное наступление с востока морского бассейна, занявшего к концу башкирского времени всю территорию Урало-Поволжья.

В предверейское время регрессия моря вновь охватывает западные районы Урало-Поволжья. Постепенное расширение трансгрессии московского века с юго-востока на север и запад приводит к образованию сначала терригенных (в верейское и в начале каширского времени), а затем карбонатных осадков. Начиная с каширского времени, море не покидало территории Волго-Уральской области до конца нижней перми.

В московское время территория морского бассейна несколько уменьшается за счет западных и южных окраинных участков Московской синеклизы. Ее наиболее погруженными участками были осевые части в районах Любима, Солигалича, Котельнича, Шарьи, Вожгалы.

К концу карбона и в начале нижней перми в западных и южных частях Московской синеклизы господствуют положительные движения фундамента платформы, вызывающие сокращение размеров морских бассейнов. Нижнепермский бассейн располагается северо-восточнее линии Редкино—Москва—Порецкое, т. е. в северо-восточных районах Московской синеклизы.

Тектонический план восточных областей платформы в московское время остается унаследованным от башкирского. В сакмарском, артинском и кунгурском веках в северо-восточных частях Московской синеклизы уже преобладают лагуны, где в обстановке аридного климата образуются ангидриты, гипсы и доломиты.

В ассельском и сакмарском веках морской бассейн располагается на всей территории Урало-Поволжья. В сакмарское время происходит его обмеление и засолонение, определившее отложение хемогенных осадков в западных районах. Артинский и кунгурский века характеризуются сокращением моря и осушением западных районов Урало-Поволжья. К началу кунгура денудации подверглась территория Токмовского свода, Мелекесской впадины, западных частей Татарского и Жигулевско-Оренбургского сводов. В продолжение нижнепермского периода наблюдается как бы нарастание с запада на восток степени засоленности морского бассейна и улучшение условий для формирования солеродных фаций, завершающихся образованием толщи кунгурских солей. В нижней перми наибольшее прогибание отмечается на востоке и юго-востоке Волго-Уральской нефтегазоносной области (юго-восточный моноклинальный

склон платформы, Бузулукская впадина), что связано с интенсивным формированием Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины (особенно в артинском и кунгурском веках).

В конце непродолжительного континентального перерыва на границе нижней и верхней перми заканчивается средне-верхнекаменноугольно-нижнепермский гидрогеологический цикл.

Вновь происходит погружение фундамента в северо-восточной части Московской синеклизы и в смежных с ней восточных областях с наступлением уфимского времени, к которому приурочивается начало верхнепермского гидрогеологического цикла водонапорной системы платформы.

В верхнепермскую эпоху неглубокий морской бассейн занимал преимущественно северо-восточные области Московской синеклизы. Начало верхнепермской эпохи в восточных областях ознаменовалось интенсивным воздыманием горных сооружений Урала и сносом в западном направлении громадного количества обломочного материала. В казанском веке морские, лагунные и прибрежно-морские фации отлагались на юге, а континентальные красноцветные — на севере региона. В татарском веке в Урало-Поволжье устанавливается континентальный режим, накапливаются пестроцветные осадки. В конце перми с поднятием территории процессы осадконакопления прекращаются. К этому времени приурочивается конец верхнепермского гидрогеологического цикла.

В мезо-кайнозойскую эпоху в пределах центральных и восточных областей платформы господствовал континентальный режим, и, следовательно, в палеозойских водоносных и водоносно-водоупорных комплексах преобладали уже специфические гидродинамические и гидрогеохимические обстановки инфильтрационных этапов, во многом неблагоприятные для формирования и сохранения нефтегазовых месторождений.

Основные этапы формирования углеводородных скоплений в исследуемых комплексах, очевидно, относятся именно к средне-верхнепалеозойской эре.

Прежде всего рассмотрим палеогидродинамические условия наиболее древних рифейско-вендско-нижнекембрийского и среднекембрийско-среднедевонского водоносных комплексов в характерные периоды их развития к концу турнейского, намюрского и нижнепермского времени. Именно данные периоды важны с точки зрения возможно происходившего формирования углеводородных скоплений, так как к концу турнейского и намюрского времени нефтематеринские осадки этих комплексов на преобладающей территории погрузились на глубины свыше 1000 м. Реконструкции палеогидродинамических обстановок проведем на основе карт пьезометрических поверхностей, составленных по центральным областям платформы, так как для построения аналогичных карт по восточным областям (бавлинские отложения) нет достаточных материалов. Кроме того, эти исследования представляются наиболее актуальными для центральных областей платформы.

РИФЕЙСКО-ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ И СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс на элизионных этапах развития в течение всего палеозоя характеризовался значительной расчлененностью пьезометрической поверхности седиментационных вод, неоднократной сменой по простиранию зон максимальных и пониженных напоров. Подобная картина осо-

бенно показательна для северо-восточной части Московской впадины. Это связано в первую очередь с условиями залегания отложений самого комплекса, с частым выполнением ими узких грабенообразных прогибов, где создавались наиболее напряженные условия элизионного водообмена. В пределах Московской синеклизы основные области создания напора к концу турнейского века нижнего карбона располагались в Валдайском, Солигаличском и других прогибах, откуда движение седиментационных вод шло в основном в двух направлениях — северном—северо-западном и южном—юго-восточном (рис. 20, 21). В этих же направлениях наблюдается и постепенное упрощение пьезометрической поверхности и ее плавное снижение в сторону крупных положительных структур — Балтийского щита, Токмовского и Нелидово-Торжокского сводов.

Резко расчленялась пьезометрическая поверхность элизионного потока рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса в среднем и верхнем палеозое к концу турнейского века нижнего карбона (рис. 21). В северо-восточной части Московской впадины на этой поверхности образуется целый ряд узких вытянутых «заливов» и закрытых гидродинамических форм — максимумов и минимумов, общее простирание которых в целом совпадает с северо-восточным простиранием основных структур второго порядка — зон прогибов и поднятий Московской впадины. Наиболее ярко выраженные максимумы образуются в Вологодской зоне прогибов, Валдайском и Солигаличском прогибах. Однако и более южные районы Галичского и Нейского прогибов, Макарьевской впадины также характеризуются повышением пьезометрической поверхности, что отражается на карте палеогидрогеологической обстановки появлением заливообразных (полузамкнутых) форм условной пьезометрической поверхности. Особенно отчетливо эта особенность проявляется в Галичском прогибе. Самостоятельное значение приобретает палеопьезомаксимум в Валдайском прогибе, который определял гидродинамическую обстановку в отложениях рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса в северо-западных районах Московской впадины, на склонах Балтийского щита и Нелидово-Торжокского свода.

Величины условных приведенных напоров, отражая общий уровень накопленной в процессе погружения потенциальной энергии, в центральных районах Русской платформы в конце турнейского века колеблются в пределах 1800—3100 м. Соответственно перепад этих напоров повсеместно (за исключением Московского прогиба) не превышает 1200—1300 м. Однако характер изменения пьезометрической поверхности элизионного потока рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса в различных районах Московской впадины существенно меняется. Наибольшие уклоны этой поверхности фиксируются в северо-восточной части Московской впадины, на склонах Солигаличского прогиба и примыкающей к нему с юга Рыбинско-Чухломской зоны поднятий (рис. 21). Здесь они достигают величины 0,025—0,030. В северо-западном и особенно южном направлениях пьезометрическая поверхность потока седиментационных вод выполаживается. В южной части Московской синеклизы и на склонах Токмовского и Нелидово-Торжокского сводов уклоны пьезометрической поверхности комплекса существенно снижаются — до 0,004—0,008. Это характеризует более спокойные условия динамики элизионного водообмена в данных районах по сравнению с северо-восточной частью Московской впадины.

Минимальные уровни потенциальной энергии элизионного потока и соответственно минимальные напоры седиментационных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса устанавливаются на краевых положительных структурах центральных областей Русской

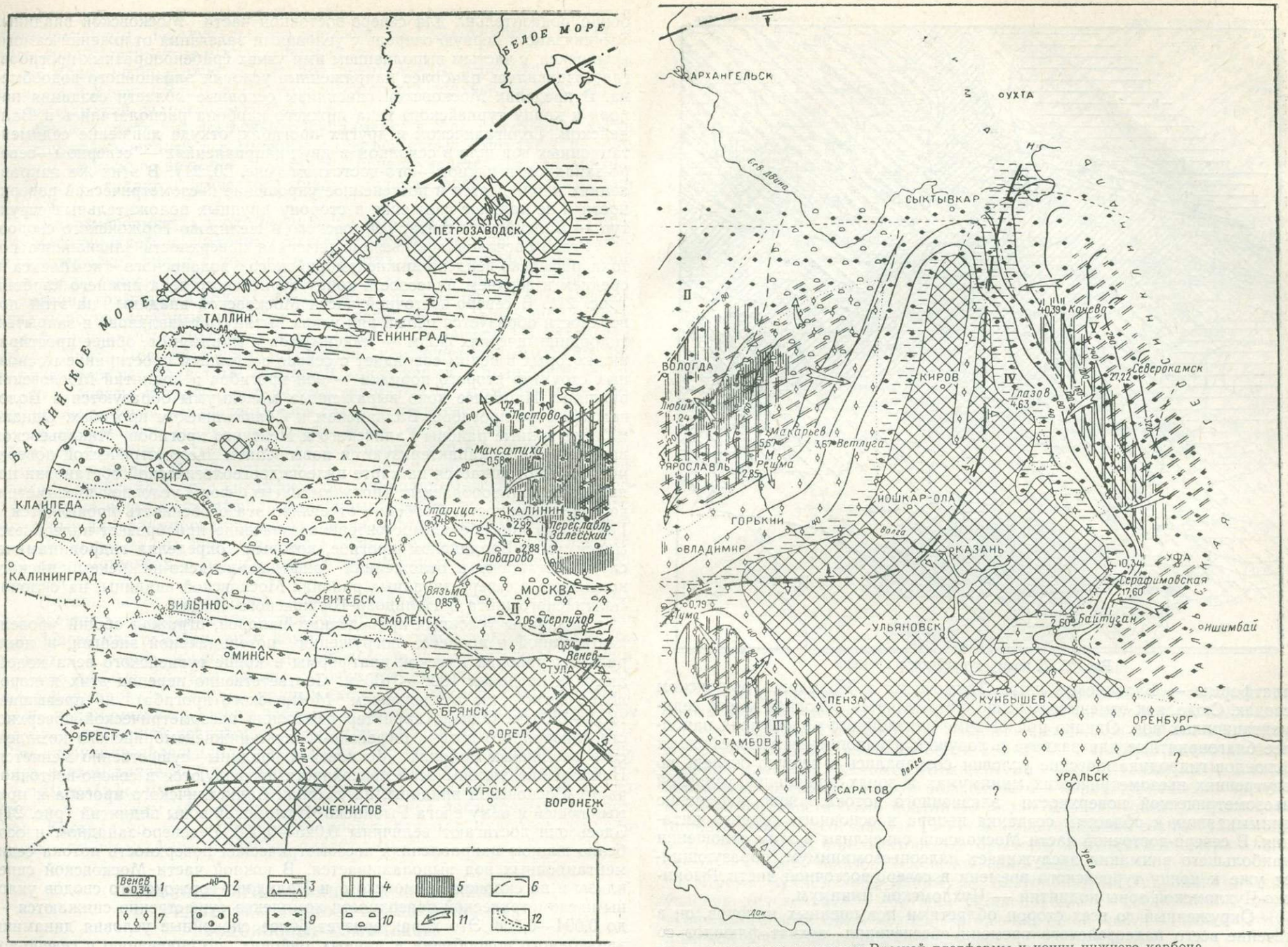


Рис. 20. Карта палеогидрогеологической обстановки рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы к концу нижнего карбона.

Составил Г. П. Якобсон.

1 — расчетная буровая скважина, объем отжатых седиментационных вод комплекса в течение предыдущего нижнекаменноугольного элизионного этапа, м³/м²; *2* — изолинии равного объема отжатых седиментационных вод; *3* — область ограниченного поступления седиментационных вод комплекса в девонское и нижнекаменноугольное время вследствие частичного континентального развития территории и размывания выщележащих отложений; *4* — перспективные, *5* — наиболее перспективные; *6* — границы и номера секторов при подсчете объемов отжатых вод и число циклов седиментационного водообмена (ЧЦСВ); гидродинамическая связь комплекса с залегающим выше C_{m_2}—D_2 комплексом: *7* — облегченная, *8* — затрудненная, *9* — весьма затрудненная; *10* — область затрудненной фильтрации и гидродинамической связи горизонтов внутри комплексов; *11* — основные направления миграции вод и газонефтяных флюидов; *12* — границы зон различной межкомплексной и внутрикомплексной гидродинамической связи.

Остальные условные обозначения см. на рис. 18.

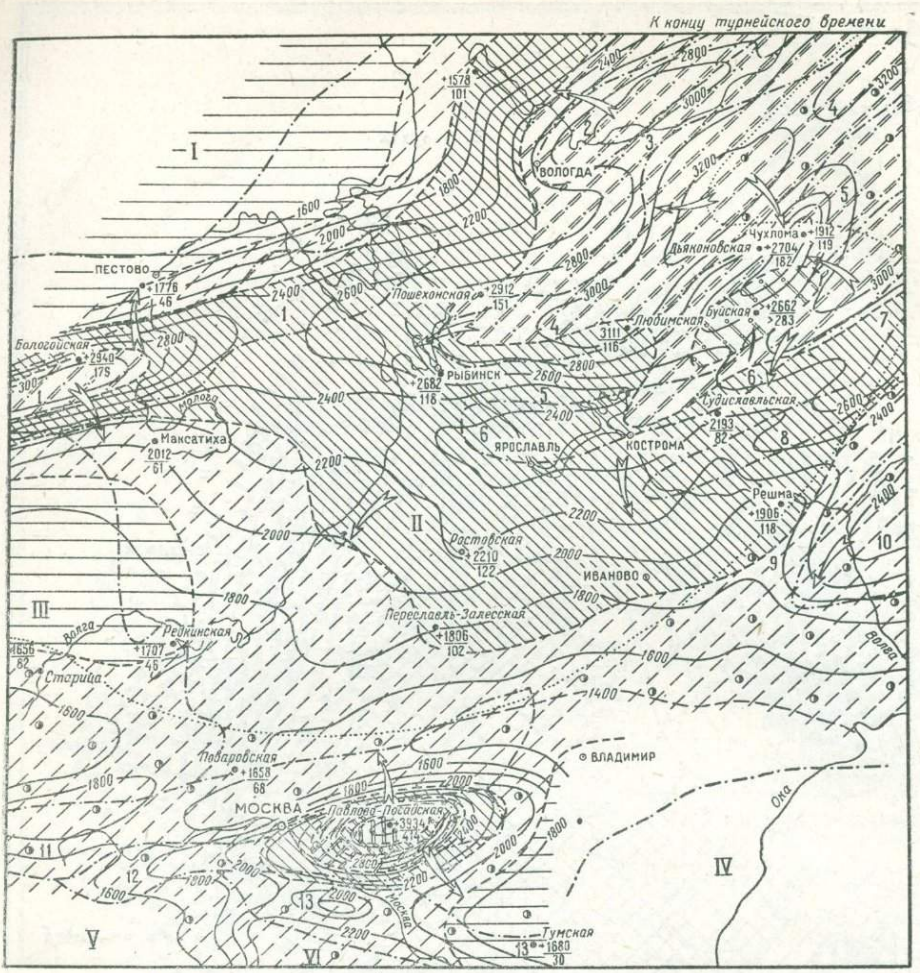


Рис. 21. К концу турнейского времени

платформы — Балтийском щите, Токмовском и Нелидово-Торжокском сводах. Сюда, как отмечалось выше, устремляется основная масса седиментационных вод. Однако при режиме элизионного водообмена наиболее благоприятные для захвата в ловушки и накопления газонефтяных флюидов гидродинамические условия создавались в первую очередь во внутренних пьезометрических минимумах и зонах понижения условной пьезометрической поверхности элизионного потока, непосредственно примыкавших к областям создания напора и основного водного питания. В северо-восточной части Московской синеклизы в этом отношении наибольшего внимания заслуживает палеопьезоминимум, образующийся уже к концу турнейского времени в северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий — Чухломской минимум.

Окруженный со всех сторон областями повышенных напоров, он в течение всего палеозойского времени обеспечивал захват флюидов со значительной водо- и нефтесборной площади. Важно отметить, что в этих районах, т. е. в северо-восточной части Московской синеклизы, из глинистых отложений отжималось наибольшее количество седиментационных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса, которые могли активно участвовать в переносе углеводородных соединений к участкам, благоприятным для накопления углеводородов.

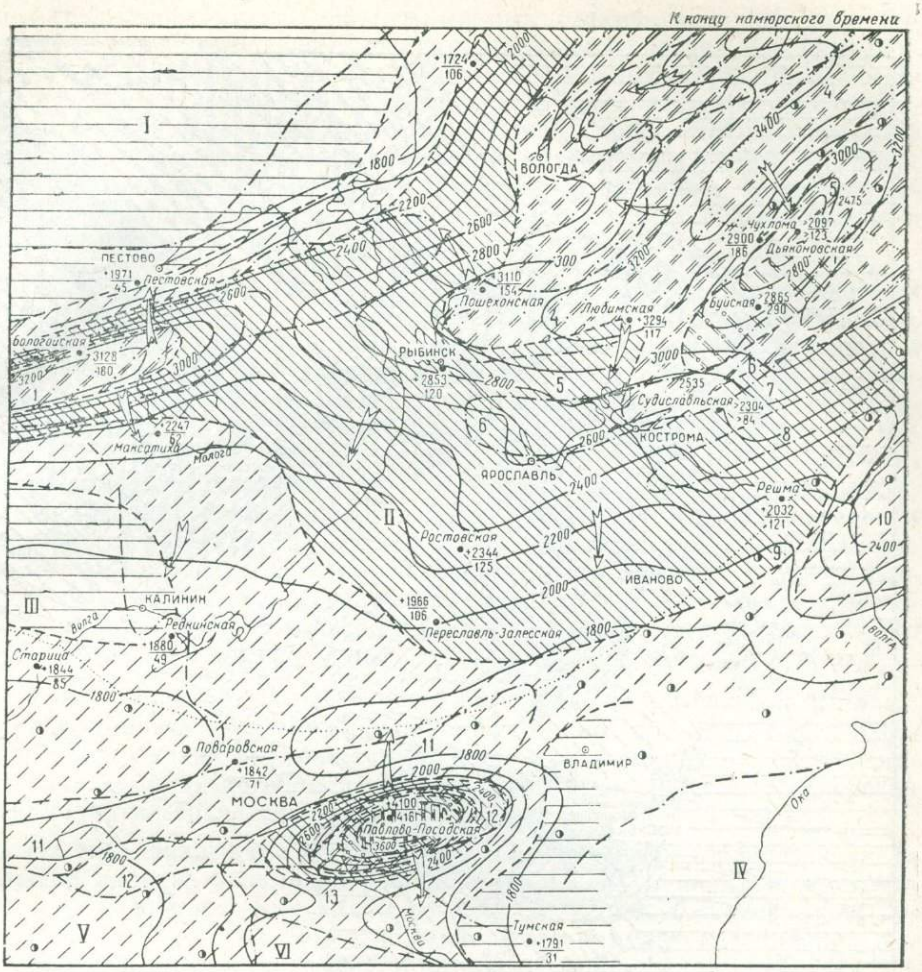


Рис. 21. К концу намюрского времени

К концу турнейского века суммарный объем отжатых седиментационных вод комплекса в пределах Вологодской зоны прогибов, Солигаличского и частично Галичского прогибов превышал 150 км³/м², а в районе Буйской площади составлял более 283 м³/м². Учитывая величину водосборной площади Чухломского минимума (около 17 000 км²), к этому понижению пьезометрической поверхности к концу турнейского времени в общей сложности было подтянуто около 3200 км³ отжатых седиментационных вод, что составляет 15—17% общего объема седиментационных вод, поступивших в коллекторские горизонты комплекса в центральной и северо-восточной части Московской синеклизы.

Кроме Чухломского минимума, благоприятные гидродинамические условия для захвата в ловушки углеводородных соединений в конце турнейского века были созданы в юго-западной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий, юго-восточнее г. Рыбинска.

При формировании палеогидродинамической обстановки в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе обособленное положение занимал мощный пьезометрический максимум, располагающийся в восточной части Московского прогиба. Высокое положение пьезометрической поверхности здесь обеспечивалось интенсивным прогибанием в рифее и венде, отложением мощной толщи осадков и соответственно образова-

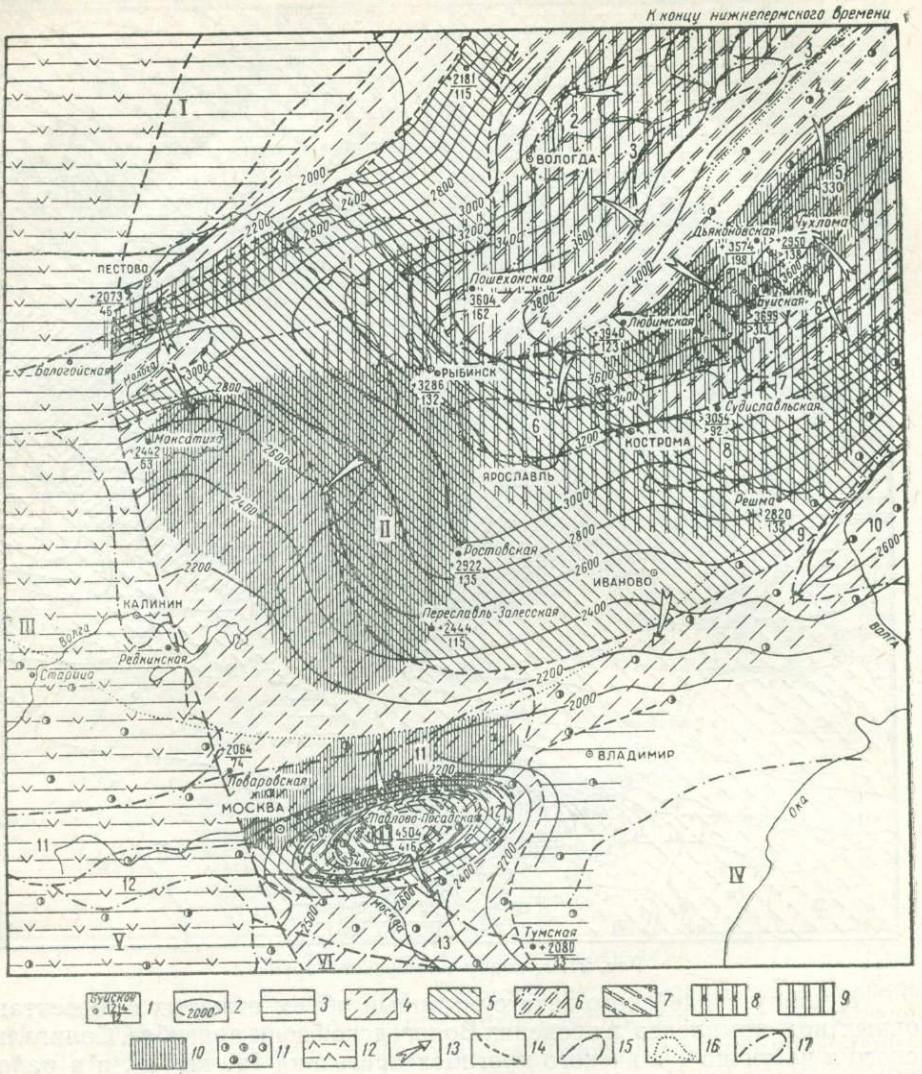


Рис. 21. Карта палеогидрогеологических обстановок рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса центральных районов Русской платформы.
Составили Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов при участии И. П. Мясниковой.

1 — местоположение скважины, *дробь*: в числителе—отметка приведенного напора, м, в знаменателе—объем отжатых седиментационных вод, м³/м²; *2* — изолинии приведенных напоров; объемы отжатых седиментационных вод, м³/м²: *3* — 0—50, *4* — 50—100, *5* — 100—150, *6* — 150—200, *7* — 200—300, *8* — 300—500; районы для поисков нефтегазовых месторождений по палеогидрогеологическим показателям: *9* — перспективные, *10* — наиболее перспективные; *11* — область отсутствия нижнекембрийского водоупорного комплекса — облегченной гидродинамической связи с отложениями залегающего выше Cm_2—D_2 комплекса; *12*— область ограниченного поступления седиментационных вод комплекса в карбоне и перми вследствие частично континентального развития территории и размыва вышележащих отложений; *13* — основные направления движения седиментационных вод и возможной миграции углеводородов; *14* — границы зон объемов отжатых седиментационных вод; *15* — восточная граница области ограниченного поступления седиментационных вод комплекса в карбоне и перми; *16* — южная и юго-восточная границы распространения нижнекембрийского водоупорного комплекса; *17* — границы геоструктурных элементов (современное положение). Геоструктурные элементы (по Д. П. Касаткину, Н. В. Неволину, М. И. Островскому, Н. Н. Кандинову, 1969 г.) — цифры на карте: *I*— Балтийский щит; *II* — Московская синеклиза: *1* — Валдайский прогиб, *2* — Вологодская зона прогибов, *3* — Сухонская зона поднятий, *4* — Солигаличский прогиб, *5* — Рыбинско-Чухломская зона поднятий, *6* — Галичский прогиб, *7* — Кологривская зона поднятий, *8* — Невский прогиб, *9* — Решминско-Шарьинская зона поднятий, *10* — Макарьевская впадина, *II* — Гжатско-Московская зона поднятий, *12* — Московский прогиб; *III* — Нелидовско-Торжокский свод; *IV* — Токмовский свод: *13* — Оксско-Клязьминская зона поднятий; *V* — Воронежский массив; *VI* — Рязано-Саратовская впадина.

нием громадного количества отжимаемых седиментационных вод. Отметки условных приведенных напоров элизионного потока в данном районе на 800—1000 м превышают их величины в наиболее прогнутых северо-восточных частях Московской синеклизы. Это свидетельствует о чрезвычайно сильной напряженности элизионной водонапорной системы в этом районе. Однако площадное влияние максимума невелико и ограничивается лишь пределами самого Московского прогиба и примыкающими к нему склонами Гжатско-Московской зоны поднятий, Токмовского и Воронежского массивов.

В этих пределах отжимался громадный объем седиментационных вод — до 415 $м^3/м^2$ в районе Павлово-Посадской площади. Очевидно, что основная их масса выносилась на юг, в сторону Токмовского свода и Воронежского массива, а также на северо-восток. Объем вод, переместившихся из прогиба на Гжатско-Московскую зону поднятий, оценивается примерно в 1200—1300 $км^3$, что в 2—2,5 раза меньше, чем на Чухломском минимуме. Однако необходимо учитывать, что к Гжатско-Московской зоне поднятий, как к пьезометрическому минимуму, подтягивались также седиментационные воды с севера, т. е. со значительной водосборной площади Московской синеклизы. Здесь как бы встречались два потока седиментационных вод. Второе обстоятельство — относительно высокое содержание органических веществ в горизонтах рифейско-вендских отложений Московского прогиба и благоприятные условия его преобразования в углеводороды, существовавшие длительное время.

Таким образом, учитывая описанные выше геохимические и палеогидродинамические условия района Московского прогиба, перспективность обнаружения нефтяных скоплений в отложениях рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Гжатско-Московской зоны поднятий значительно увеличивается.

На гидродинамическую обстановку в водоносных горизонтах венда большое влияние оказывало распространение по площади нижнекембрийского водоупора. Как видно из карт палеогидродинамической обстановки (см. рис. 18, 20), отложения этого комплекса полностью выклиниваются на южных склонах Московской впадины, а также в восточной части Солигаличского прогиба и Рыбинско-Чухломской зоны поднятий. Это обеспечивало облегченный вынос седиментационных вод венда в вышележащие горизонты и одновременно с этим возможность поступления поверхностных вод на инфильтрационных этапах развития в районах отсутствия водоупорной покрышки. Вместе с тем необходимо учитывать значительное погружение и большую мощность осадков рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса. На южных склонах Московской впадины она в среднем составляет 500 м, а в Московском грабенообразном прогибе увеличивается почти до 3500 м (Павлово-Посадская скважина). Это позволяет предполагать развитие местных водоупоров, в целом обеспечивающих закрытый характер гидродинамического развития территории. Однако, очевидно, что большая часть седиментационных вод венда разгружалась путем перетока в вышележащие отложения на участках отсутствия нижнекембрийского водоупорного комплекса, т. е. в южных и восточных частях центральных районов Русской платформы (см. рис. 20).

Гидродинамическая обстановка в водоносных горизонтах рифея и венда на последующих элизионных этапах развития Среднерусского бассейна в целом оставалась унаследованной вплоть до конца нижнепермской эпохи. Однако уже к концу нижнего карбона структура пьезомет-

рической поверхности элизионного потока значительно упрощается. Резкая гидродинамическая выраженность зон пьезомаксимумов и пьезоминимумов сменяется сравнительно спокойным снижением пьезометрической поверхности вод от областей создания напора в сторону крупных положительных структур — Балтийского щита, Нелидово-Торжокского и Токмовского сводов.

Основные зоны высоких напоров элизионного потока сохраняются в Валдайском и Солигаличском, а также в Московском грабенообразном прогибах. В этих же районах отжимаются максимальные объемы седиментационных вод. В Валдайском и Солигаличском прогибах они достигают 120—180 $м^3/м^2$, а в районе Буйской площади превышают 290 $м^3/м^2$. Но интенсивность отжатия седиментационных вод сокращается, что связано с большим погружением отложений и достижением ими в некоторых районах предельных глубин (около 2500 м), на которых отжатие практически прекращается.

Особенно это заметно в Московском грабенообразном прогибе, где уже к концу турнейского века водоносные горизонты и соответственно глинистые осадки в средней части разреза рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса погружаются на глубину 2100—2200 м, т. е. максимальные объемы вод здесь были отжаты гораздо раньше и выносились в основном в додевонское время.

В верхнепалеозойские элизионные этапы продолжал развиваться Чухломской пьезоминимум (рис. 21). В его пределах, как и ранее, мигрировало максимальное количество седиментационных вод, а в северо-восточной его части, по-видимому, существовали также районы более интенсивной их разгрузки в вышележащие отложения вследствие отсутствия здесь нижнекембрийской водоупорной покрышки.

К концу нижней перми область преобладания условий элизионного водообмена в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе заметно сокращается. На западе центральных районов Русской платформы (рис. 21) образуется обширная область континентального развития территории, прекращения отжатия седиментационных вод и постепенного затухания элизионного водообмена. Эта область захватывает весь Нелидово-Торжокский свод, частично Валдайский прогиб и склоны Балтийского щита. На большей части территории Московской впадины гидродинамическая обстановка остается в целом унаследованной от предыдущих элизионных этапов развития территории вплоть до полного установления условий континентального развития и инфильтрационного водообмена в конце верхнего палеозоя и в мезо-кайнозое.

Начиная с эйфельского времени, наиболее древние в Волго-Уральском бассейне бавлинские отложения перекрываются трансгрессивной серией терригенного девона, положившей начало в них длительному периоду элизионного водообмена.

Движение седиментационных вод шло фронтально от наиболее прогибающихся частей бассейна в западном направлении (рис. 22). При этом, по-видимому, их разгрузка в вышележащие отложения была в районах отсутствия верхнебавлинского водоупора и вдоль западной границы распространения бавлинского водоносного комплекса. Однако при составлении карт палеогидродинамической обстановки и объемов отжатых седиментационных вод залегающего выше средне-верхнедевонского водоносного комплекса, поступление в него вод из бавлинских отложений в период средне-верхнедевонского — нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла не принималось во внимание по следующим причинам. Во-первых, между коллекторскими отложениями этих комплексов в местах отсутствия верхнебавлинской глинистой покрышки за-

легают среднедевонские (эйфельские) глинистые прослои, хотя и маломощные, но препятствующие прямой гидродинамической связи между ними. Во-вторых, седиментационные воды в бавлинском комплексе в течение описываемого цикла отжимались в гораздо меньшем объеме, чем в предыдущем этапе (отжатие вод с нарастанием глубин погружения глинистых отложений резко сокращается, а на глубинах свыше 2500 м практически прекращается).

Таким образом, основная масса седиментационных вод бавлинского водоносного комплекса поступила в течение первых гидрогеологических циклов — рифейского и вендского — и лишь очень незначительная часть поступила в последующее время (табл. 11). Это обусловливало, хотя и устойчивый, но вялый элизионный водообмен в комплексе бавлинских отложений в течение всего описываемого периода развития бассейна, гидрогеологические условия в нем были близки к застойным.

Гидрогеологические благоприятные зоны для нефтенакопления приурочены к восточной половине Волго-Уральского бассейна, они унаследованы в этих районах от предыдущих гидрогеологических циклов. Палеогидрогеологических материалов по этим отложениям недостаточно.

Среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс. Палеогид-

Таблица 11

Палеонапоры и объемы отжатых седиментационных вод на конец нижнещигровского времени в рифейско-вендско-нижнекембрийском и среднекембрийско-среднедевонском водоносных комплексах

Площадь	Мощность водоносного комплекса, м	Мощность перекрывающих пород на конец нижнещигровского времени, м	Объемы отжатых седиментационных вод, м³/м²	Палеонапоры подземных вод, м
Рифейско-вендско-нижнекембрийский комплекс				
Ветлуга	239	196	26	304
Вязьма	302	403	9	625
Венев	111	401	8	622
Максатиха	316	734	50	1138
Любим	1026	1028	105	1593
Макарьев	793	255	113	395
Пестово	200	740	37	1147
Поварово	507	853	43	547
Переславль-Залесский	624	303	69	470
Редкино	550	362	30	561
Старица	550	336	53	521
Серпухов	210	405	25	628
Решма	772	366	91	567
Тума	226	471	19	730
Копей-Кубово	140	170	10	263
Глазов	40	192	4	298
Серафимовская	870	215	64	333
Северокамск	630	535	220	829
Кочево	520	293	112	454
Байтуган	175	320	10	496
Среднекембрийско-среднедевонский комплекс				
Вологда	358	320	47	496
Вязьма	15	389	4	608
Горький	35	341	6	529
Любим	60	357	40	553
Калуга	57	287	6	445
Максатиха	485	217	72	336
Мосолово	64	390	2	605
Пестово	415	180	30	279
Редкино	75	247	11	383
Поварово	41	282	2	437
Решма	44	310	5	481
Переславль-Залесский	44	266	10	412
Рыбинск	638	230	86	357
Солигалич	147	400	17	620
Байтуган	20	283	0,4	439
Белебей	15	144	17	223
Глазов	5	113	3	175
Краснокамск	63	107	30	166
Очерская	37	122	14	189
Балашов	55	322	11	515
Казанла	110	591	22	916
Малиновый Овраг	89	642	19	995
Степновская	100	393	28	609
Кленовская	67	522	19	809
Лозновская	120	684	68	1060
Семеновская	149	428	31	663

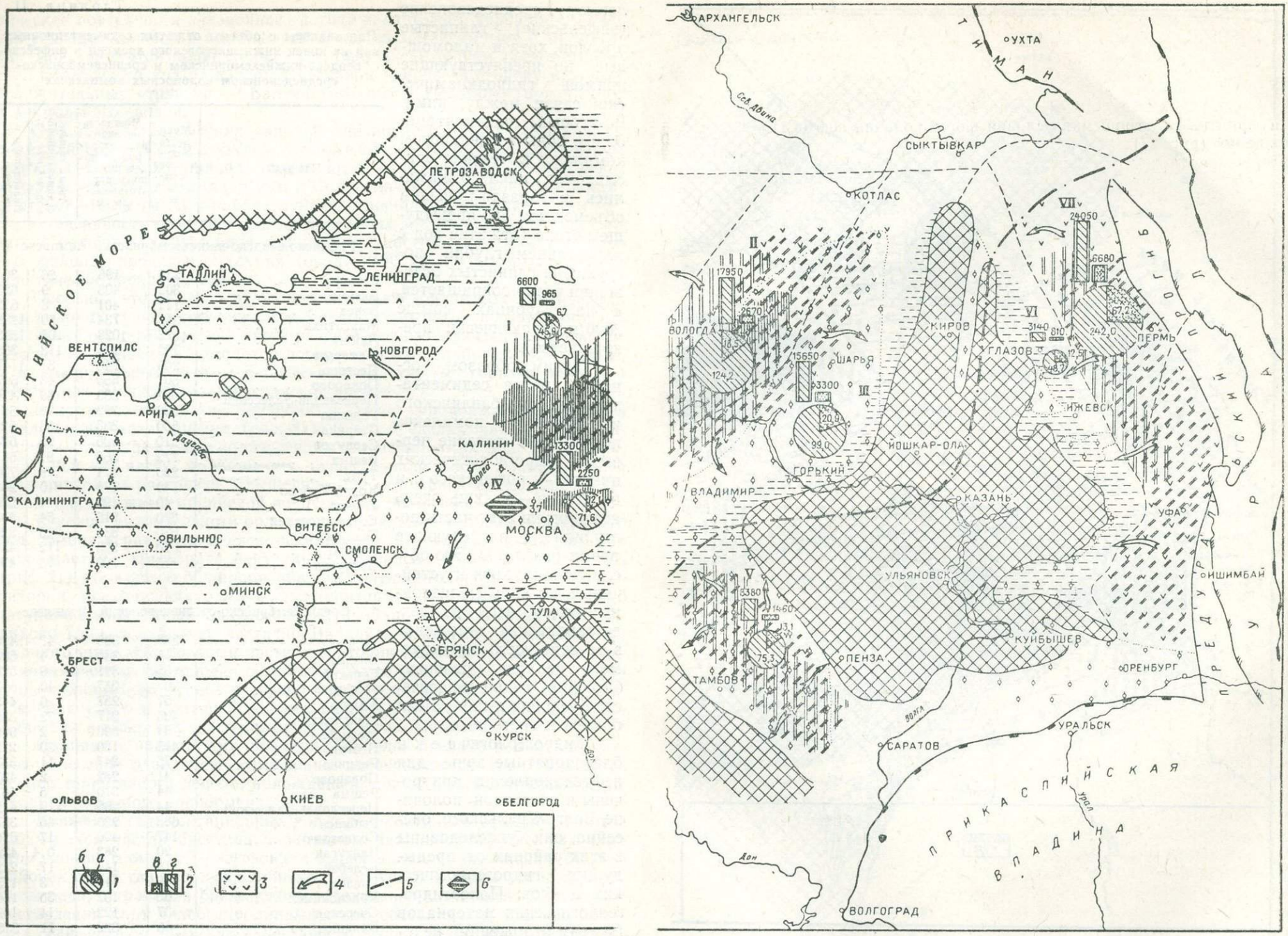


Рис. 22. Сводная карта палеогидрогеологической обстановки рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса на элизионных этапах развития бассейнов.

1 — суммарные объемы отжатых седиментационных вод: *а* — при погружении кровли комплекса на глубину свыше 1000 м на единицу площади, м³/км²; *б* — общие объемы на единицу площади, м³/км²; *2* — суммарные объемы отжатых седиментационных вод на площади сектора: *в* — при погружении кровли комплекса на глубину свыше 1000 м, км³, *г* — общие, км³; *3* — главные области седиментационного питания бассейнов; *4* — основные направления движения седиментационных вод, возможной миграции углеводородов; *5* — граница между Среднерусским и Волго-Уральским бассейнами; *6* — количество углеводородов (млрд. т), продуцированных нефтематеринскими отложениями комплекса в пределах IV сектора.

Остальные условные обозначения см. на рис. 18, 20.

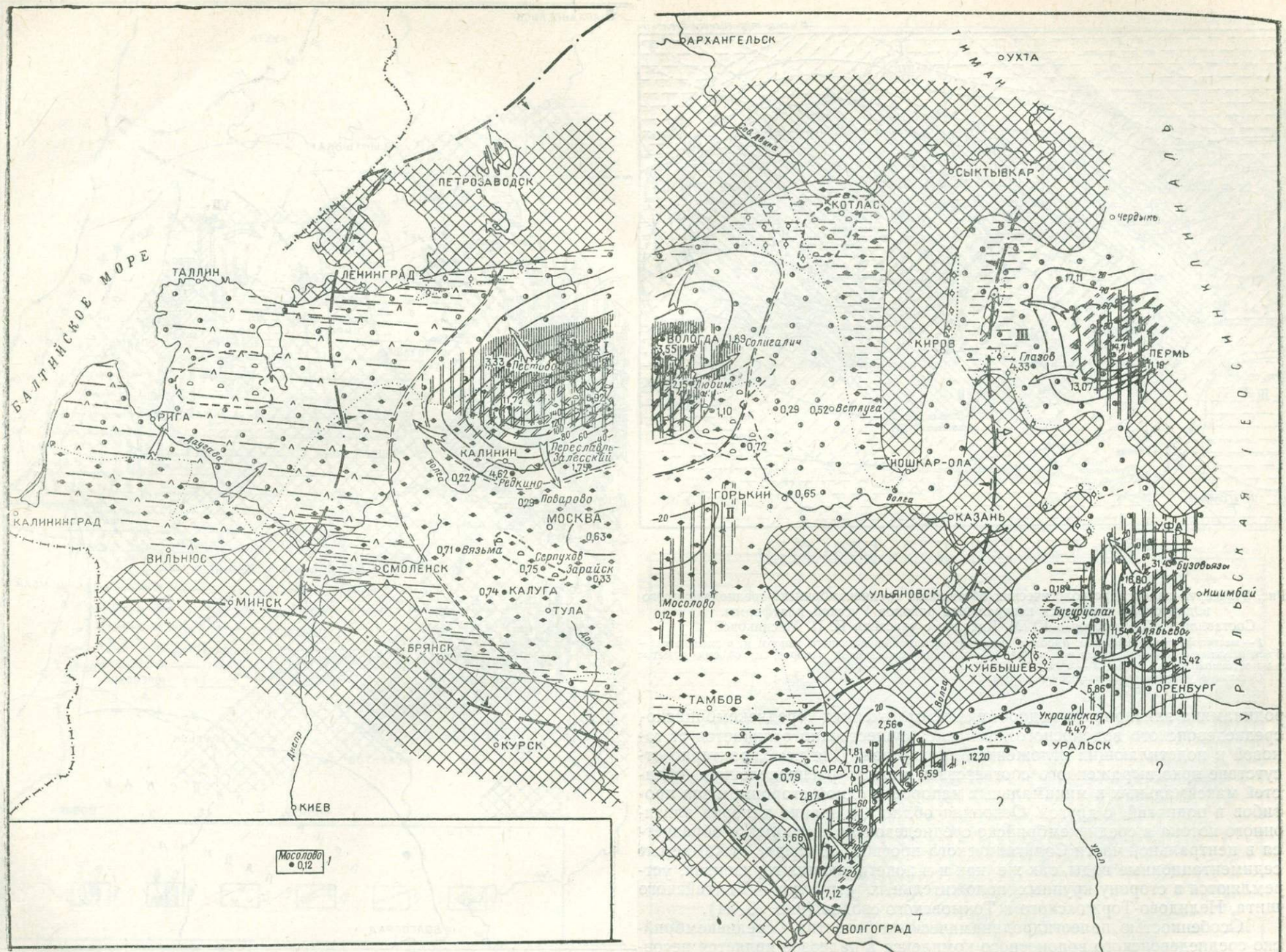


Рис. 23. Карта палеогидрогеологической обстановки среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса Русской платформы к концу нижнего карбона.

1 — расчетная буровая скважина и объем отжатых седиментационных вод комплекса в течение предыдущего нижнекаменноугольного элизионного этапа, м³/м². Остальные условные обозначения см. на рис. 18, 20.

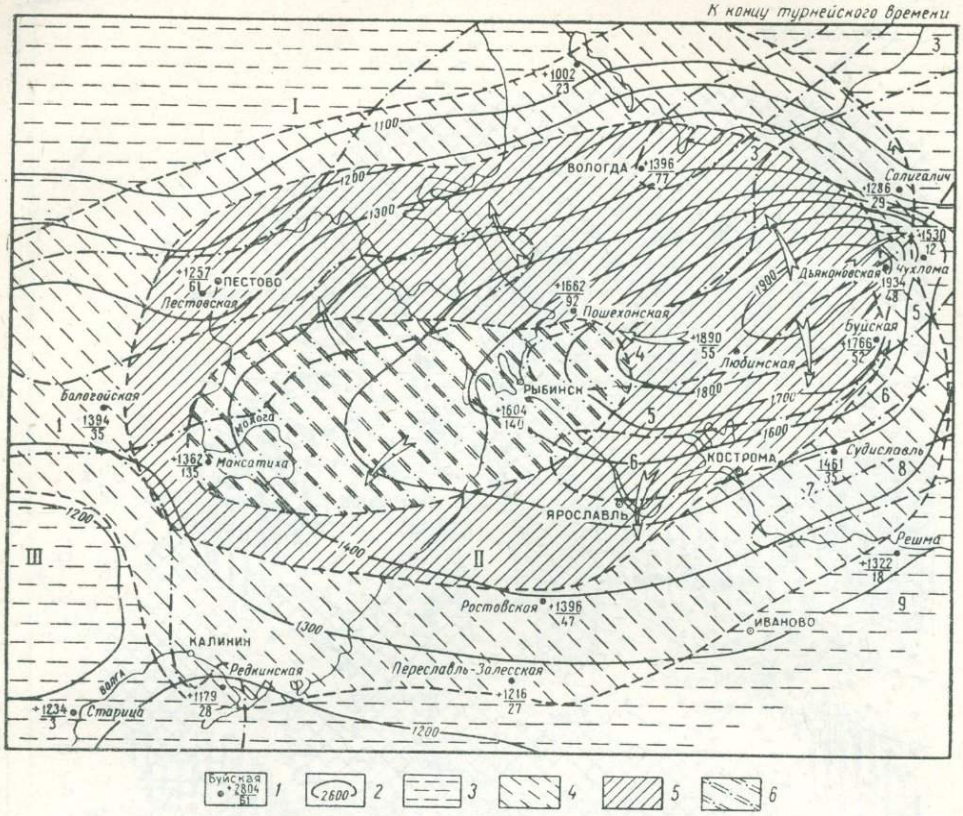


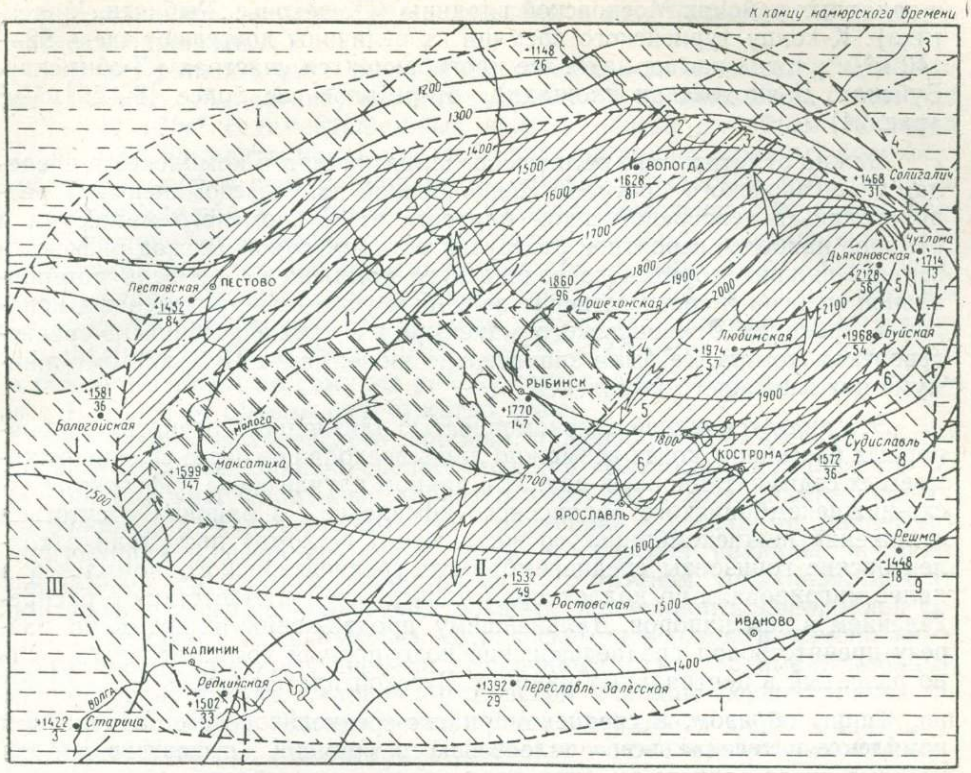
Рис. 24. Карта палеогидрогеологических обстановок среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса центральных районов Русской платформы.
Составили Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов с участием И. П. Мясниковой.

1 — местоположение скважины, *дробь*: в числителе — отметка приведенного напора, м, в знаменателе — объем отжатых седиментационных вод, м³/м²; *2* — изолинии приведенных напоров, м; объемы отжатых седиментационных вод, м³/м²: *3* — 0—20, *4* — 20—50, *5* — 50—100, *6* — 100—200.
Остальные условные обозначения см. на рис. 21.

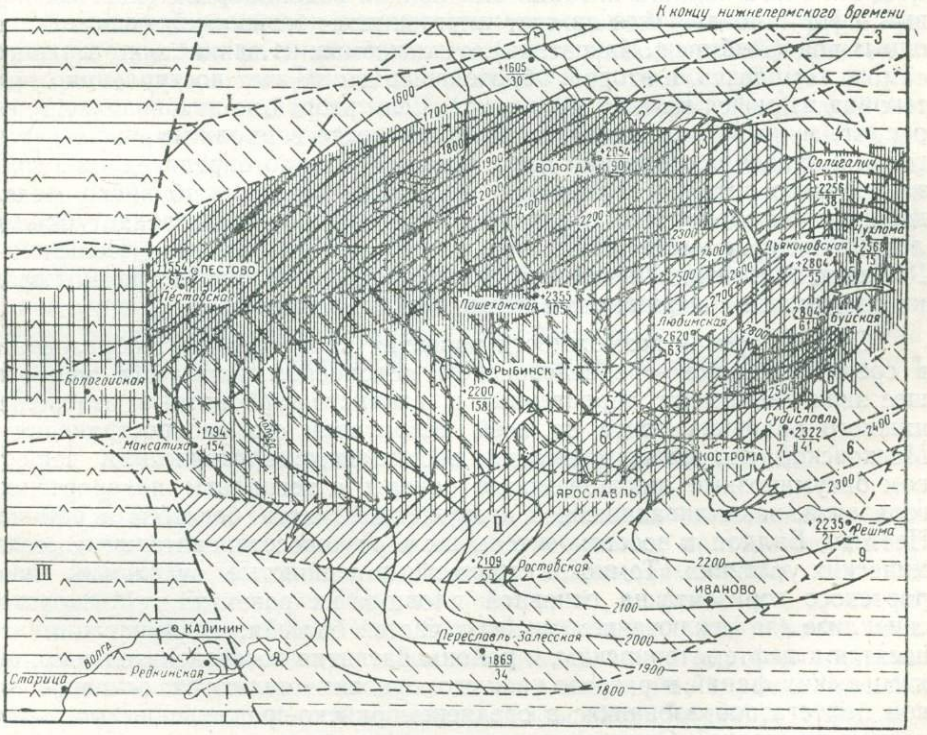
родинамика элизионного водообмена в отложениях среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса существенно отличается от таковой в подстилающих отложениях протерозоя. Для нее характерно отсутствие ярко выраженного соответствия между распределением областей максимальных и минимальных напоров, с одной стороны, и зон прогибов и поднятий, с другой. Основная область создания напоров элизионного потока в среднекембрийско-среднедевонском комплексе образуется в центральной части Солигаличского прогиба. Отсюда отжимаемые седиментационные воды, так же как и в подстилающих горизонтах, устремляются в сторону крупных положительных структур — Балтийского щита, Нелидово-Торжокского и Токмовского сводов (рис. 23, 24).

Особенностью палеогидродинамического развития среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса в палеозое является несовпадение зон создания напоров элизионного потока и областей максимального отжатия и выноса седиментационных вод. Вызвано это тем, что районы развития мощной толщи отложений комплекса (в частности ордовика) располагаются значительно западнее области наибольшего тектонического прогибания в послеордовикское время. Максимальные объемы седиментационных вод комплекса формировались в центральных

К концу намюрского времени



К концу нижнепермского времени



и западных районах Московской впадины (Пошехонье, Рыбинск, Максатиха). К концу турнейского времени их величины достигают здесь 92—140 м³/м², тогда как на наиболее прогибающихся участках (Любимская, Буйская, Дьяконовская площади) отжималось не более 48—55 м³/м² (рис. 24).

Важно отметить, что область создания напора в комплексе в пределах Солигаличского прогиба (Дьяконовский палеопьезомаксимум) располагалась в непосредственной близости от Чухломского минимума и районов наиболее вероятной разгрузки седиментационных вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса. Уровень потенциальной энергии и соответственно величины условных приведенных напоров в пределах Дьяконовского максимума в среднекембрийско-среднедевонском комплексе были значительно ниже, чем в Чухломском минимуме нижележащего комплекса.

Это является общей закономерностью элизионного развития водонапорных бассейнов, когда возможно лишь восходящее перемещение отжимаемых седиментационных вод. И в данном случае воды рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса в районах отсутствия отложений нижнекембрийского водоупора (Чухлома) поступали в коллекторские горизонты среднекембрийско-среднедевонского комплекса и далее мигрировали по коллекторам последнего в соответствии с распределением в нем напоров. Дальнейшему продвижению их вверх по разрезу препятствовал среднедевонский водоупорный комплекс, повсеместно развитый в центральных районах Русской платформы.

Таким образом, в среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе в течение всего палеозойского времени существовало два мощных очага водного питания элизионной водонапорной системы: первый, сформировавшийся за счет внутреннего поступления седиментационных вод (Рыбинск, Максатиха), отжимаемых из глинистых отложений самого комплекса, и второй, образовавшийся за счет поступления отжатых вод из рифея и венда (Чухлома). Если второй из них количественно оценить в настоящее время не представляется возможным, то для первого на основе построенных карт (рис. 24) можно определить величину элизионного питания водонапорной системы среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса. Эта величина представляет определенный интерес, если учесть, что именно в этом районе (Пошехонье, Рыбинск, Максатиха) в мощной толще пород комплекса встречены осадки с высокими содержаниями органического вещества.

С точки зрения возможности развития процессов нефтеобразования в среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе наибольшее значение имеют терригенные и глинисто-карбонатные отложения нижнего ордовика почти на всей территории его распространения в Московской синеклизе, а именно обогащенные органическим веществом битуминозные диктионемовые сланцы и аргиллиты пакерортского горизонта, накапливавшиеся в погруженной части бассейна в районах Пестово, Валдая в восстановительных и резковосстановительных геохимических условиях. Темно- и сероцветные глинистые отложения пакерортского горизонта на основной площади их развития в Московской синеклизе (за исключением краевых частей бассейна седиментации) относятся к нефтематеринским, и районы развития восстановительных геохимических фаций в разрезе нижнего ордовика являются основной зоной нефтегазообразования в среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе. Отжимавшиеся на элизионных этапах седиментационные воды выносили генерируемые в этих отложениях углеводороды

через коллекторские горизонты к районам с минимальными пьезометрическими напорами.

В центральной части внутренней области водного питания комплекса (Рыбинск, Максатиха) к концу турнейского времени было отжато до 135—140 м³/м² седиментационных вод, а общий их объем достигал 6000 км³. Седиментационные воды отсюда примерно в равных количествах выносились в двух направлениях—северо-западном и юго-западном.

Значение обоих очагов водного питания комплекса с течением времени постепенно ослабевало в соответствии с общим сокращением объемов отжимающихся седиментационных вод по мере погружения осадков. В районе Максатихи и Рыбинска (рис. 24) с конца турнейского века до конца нижнепермского времени количество сформировавшихся седиментационных вод увеличилось от 135—140 м³/м² до 154—158 м³/м², а общий их объем по тому же району составил 650—660 км³, т. е. не более 10—11% от объема вод, отжатых ранее.

В течение палеозойского времени палеогидродинамическая обстановка в среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе в целом носила унаследованный характер (рис. 25). Это обеспечивалось устойчивым и максимальным (по сравнению с соседними районами) прогибанием в северо-восточной части Московской впадины, а также расположением основных областей водного питания, сохранявшимся на протяжении всего периода существования элизионной водонапорной системы. Характер условной пьезометрической поверхности изменился к концу нижнепермского времени. Усиленный отток седиментационных вод в сторону южных склонов Московской впадины осуществлялся по Нейскому прогибу. Одновременно с этим в западной части территории (западнее Редкино, Максатихи, Пестово) установились условия инфильтрационного водообмена.

В среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе в процессе его развития на элизионных этапах гидрогеологических циклов не образуется ярко выраженных пьезометрических минимумов (за исключением региональных областей пониженных напоров на Балтийском щите, Нелидово-Торжокском и Токмовском сводах). Тем не менее и в толще коллекторских пород комплекса на отдельных участках создавались гидродинамические условия, благоприятные для захвата в ловушки углеводородных соединений. Это выражалось главным образом в более или менее резком уменьшении уклонов пьезометрической поверхности и соответственно в изменении гидродинамической обстановки. Такие участки выделяются в районах, непосредственно примыкающих к очагам элизионного питания водонапорной системы — на склонах Валдайского прогиба и в восточной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятия.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

На территории Русской платформы в пределах палеозойских комплексов и в смежных с ними комплексах в течение протерозоя и палеозоя формируются самостоятельные гидродинамические системы центральных и восточных областей платформы, относящиеся, соответственно к Среднерусскому и Волго-Уральскому нефтегазоносным водонапорным бассейнам. Геологическая и гидрогеологическая изученность этих бассейнов далеко не равноценна: гораздо большее количество данных имеется по Волго-Уральскому бассейну. Условия и особенности гидрогеологических циклов развития в основных продуктивных средне-верхнепалеозойских комплексах — средне-верхнедевон-

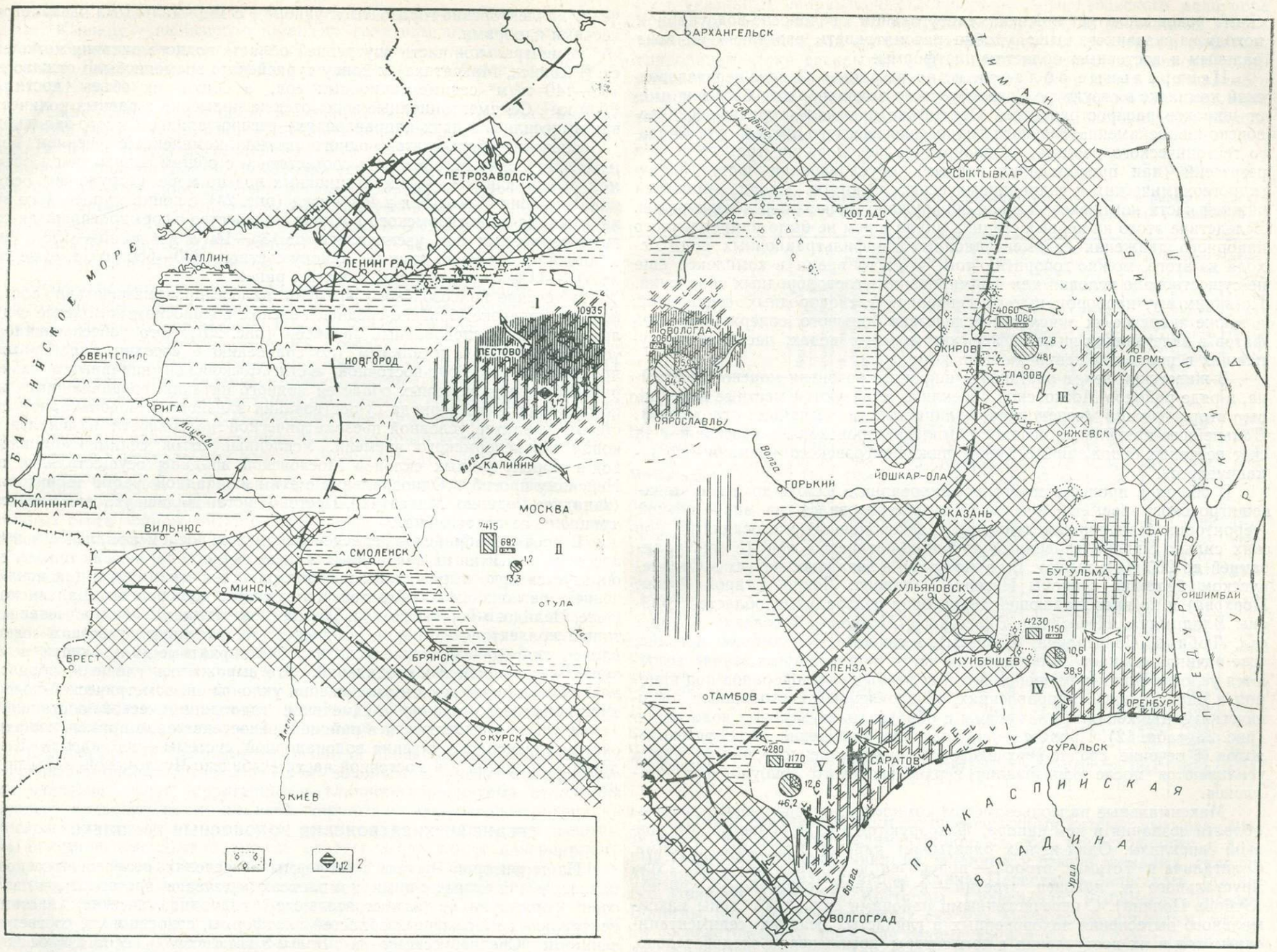


Рис. 25. Сводная карта палеогидрогеологической обстановки среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса на элизионных этапах развития бассейнов Русской платформы.

1 — области облегченной гидродинамической связи комплекса с вышезалегающим D_2—D_3 водоносным комплексом—районы отсутствия D_2 водоупорного комплекса; *2* — количество углеводородов (млрд. т.), продуцированных нефтепроизводящими отложениями комплекса в пределах I сектора

Остальные условные обозначения см. на рис. 18, 20, 22.

ском водоносном и нижнекаменноугольном водоносно-водоупорном, исходя из сказанного выше, удобно рассматривать раздельно по центральным и восточным областям платформы.

Центральные области платформы. Средне-верхнедевонский комплекс в структуре Среднерусского водонапорного бассейна имеет широкое распространение. Отсутствие в начале средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла устойчивого тектонического режима, неоднократное чередование трансгрессий и регрессий (при преобладании первых) обусловливали частую смену гидрогеохимических и гидродинамических режимов. Среди отложений нижней части комплекса нами не обнаружено региональных водоупоров. Вследствие этого на первых стадиях цикла в нем не было направленного напорного движения седиментационных и инфильтрационных вод. Исходя из этого, можно говорить о том, что в то время в комплексе еще не существовало условий для формирования углеводородных скоплений. По-видимому, наоборот, шло рассеивание углеводородных соединений, а также активное их окисление вследствие большого содержания сульфатов в залегающих ниже эйфельских морских водах, частично поступавших в низы отложений данного комплекса.

В живетский век, в обстановке широкого развития морского бассейна, в ряде районов Московской синеклизы образуются местные водоупоры второго типа (чередование глинистых и песчаных отложений). Дальнейшее накопление осадков комплекса происходило в основном за счет песчаных отложений. К концу нижнещигровского времени оно заканчивается.

В общем в процессе своего формирования и вплоть до конца нижнещигровского времени комплекс характеризовался на значительной территории безнапорным движением захоронявшихся с осадками морских сильно минерализованных хлоридно-натриевых вод (с минерализацией до 200 г/л и выше). В то же время в западных частях в Среднерусском бассейне (районы Невеля, Нелидова, Локно, Старой Руссы, Порхова) и на преобладающей территории центральных областей (районы Владимира, Переславль-Залесского, Иваново, Ярославля, Рыбинска, Любима, Солигалича, Вологды), а также в Пачелмском прогибе, уже начиная с живета, в его средней части на элизионных этапах создаются условия для перемещения вод и нефтяных углеводородов под напором в определенных направлениях, обусловленных нисходящими тектоническими движениями платформы и образованием местных водоупоров (рис. 26, табл. 12). Процессы направленного движения вод и углеводородов в течение средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного цикла усиливаются после образования верхнедевонского водоупорного комплекса.

Максимальные палеопьезометры комплекса, определяющие главные области создания в нем напора, фиксируются в ряде областей Московской синеклизы. Одна из них охватывает районы Костромы, Любима, Солигалича и Тотьмы; второй — приурочен к районам Мурома, Гусь-Хрустального и, наконец, третий — к Рязано-Саратовскому прогибу (Зубова Поляна). С перечисленными районами совпадают зоны максимального вытеснения захороненных в глинистых осадках седиментационных вод и их поступления в коллекторы комплекса, а следовательно, и возможного привноса нефтяных углеводородов.

Движение вод из данных районов Московской синеклизы шло на запад в сторону площадей с минимальными пьезометрами, приуроченными к Ладожской моноклинали, юго-восточному склону Балтийского щита и восточным склонам Воронежской антеклизы. В связи с сокращени-

ем в указанных направлениях мощностей верхнедевонского водоупора и даже его размывом на упомянутых структурах, на элизионных этапах происходит переток вод средне-верхнедевонского комплекса в смежный, гидродинамически раскрытый в этих областях, нижнекаменноугольный комплекс. Вблизи полосы выклинивания водоупора из вод описываемого комплекса могло происходить сравнительно облегченное выделение растворенных углеводородов (в связи с падением напоров при выходе вод из-под верхнедевонского водоупора).

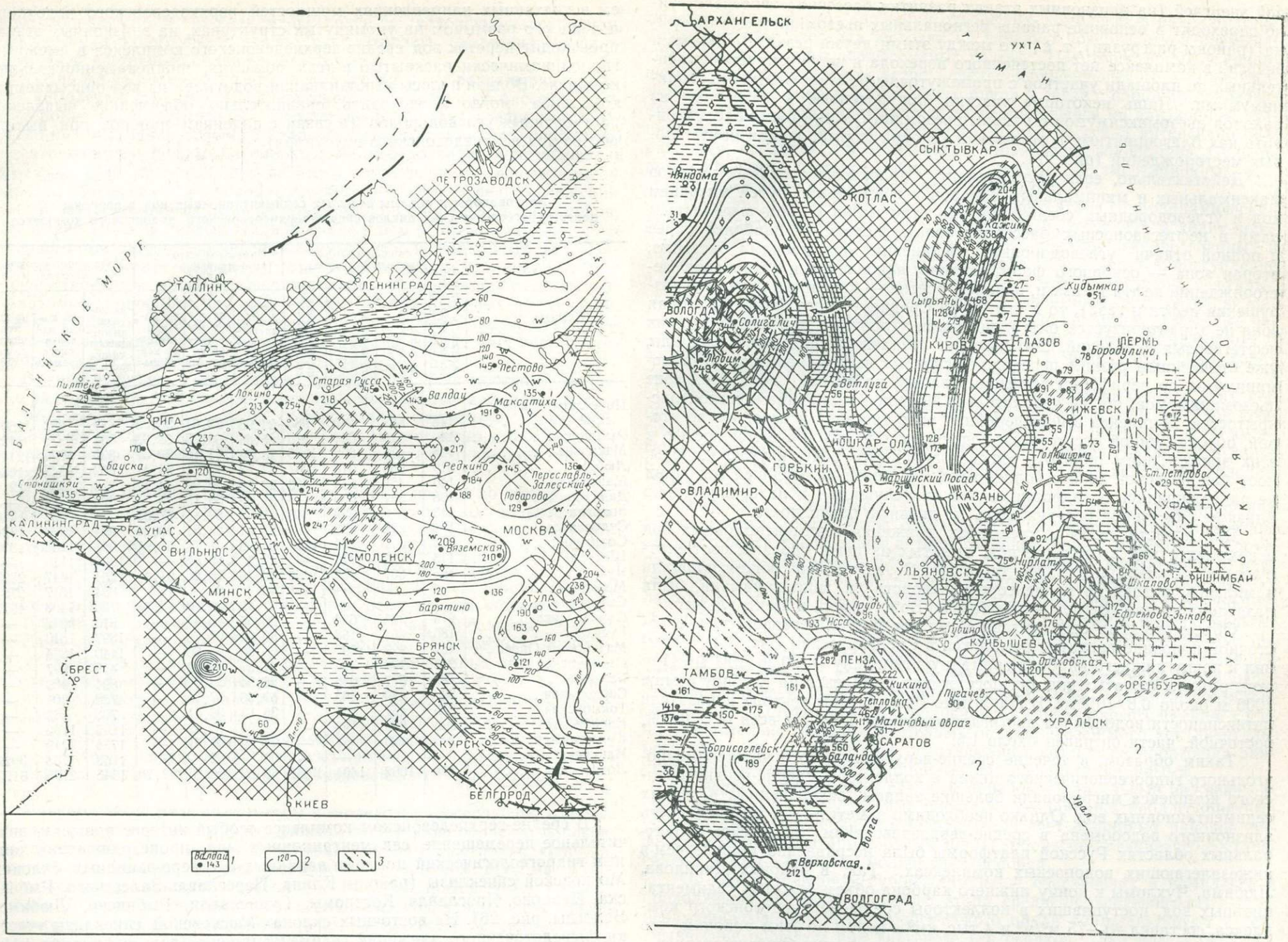
Таблица 12

Палеонапоры и объемы отжатых седиментационных вод в периоды палеогидрогеологических циклов средне-верхнедевонского водоносного комплекса

Площадь	Мощность отложений водоносных комплексов, м	Мощность перекрывающих пород, м			Объемы отжатых седиментационных вод, м³/м²			Палеонапоры подземных вод, м		
		на конец нижнещигровского времени	на конец малиновского времени	на конец нижнего карбона	на конец нижнещигровского времени	на конец малиновского времени	на конец нижнего карбона	на конец нижнещигровского времени	на конец малиновского времени	на конец нижнего карбона
Переславль-Залесский	148	533	640	968	24,93	29,61	38,03	826	992	1500
Рыбинск	140	518	631	918	25,66	30,73	38,93	803	978	1423
Макарьев	128	578	662	1385	18,64	21,16	30,37	896	1026	2148
Любим	310	556	673	1087	37,13	42,71	54,41	862	1043	1685
Максатиха	116	458	615	783	28,28	36,92	44,19	710	953	1214
Данилов	198	531	659	—	31,09	38,15	—	823	1021	—
Вологда	113	—	599	946	—	59,45	77,01	—	928	1466
Судиславль	175	622	696	1196	21,21	23,51	30,21	964	1079	1854
Солигалич	103	611	734	1251	35,09	41,77	53,95	947	1138	1939
Шатура	145	650	716	—	45,31	49,05	—	1008	1110	—
Чухлома	155	807	932	1499	70,56	76,26	91,31	1251	1447	2323
Мелекесс	—	—	—	—	15	21	26	884	1517	2751
Салмыш	—	—	—	—	17,42	26,89	36,51	730	1463	4977
Семеновская	219	334	674	—	26,65	46,48	—	518	1045	—
Гусиха	186	901	1168	—	60,23	67,79	—	1397	1810	—
Малиновый Овраг	482	929	1209	—	60,30	64,56	—	1440	1874	—
Степновская	236	270	598	—	21,37	39,82	—	419	927	—
Балашов	196	577	636	—	26,94	28,50	—	894	989	—
Сердобская	396	489	583	—	59,36	67,16	—	758	904	—
Токмовская	255	457	505	—	36,13	39,41	—	708	783	—
Кленовская	326	829	1150	—	62,96	70,42	—	1285	1782	—
Кудиновская	246	1120	1451	—	91,89	100,41	—	1736	2249	—
Ильинская	—	—	—	—	52	62	75	1153	1763	3022
Лозновская	238	1062	1404	2587	89,42	100,35	117,78	1646	2176	5110

В средне-верхнедевонском комплексе особый интерес вызывает значительное перемещение седиментационных вод, происходившее в данный гидрогеологический цикл на западных и северо-западных склонах Московской синеклизы (районы Клина, Переславль-Залесского, Рыбинска, Иваново, Ярославля, Костромы, Судиславля, Рыбинска, Любима, Вологды, рис. 26). На восточных склонах Московской синеклизы участки сосредоточенного движения седиментационных вод охватывали районы Кинешмы, Юрьева, Макарьева. В данном плане интересны также районы Владимира — Горького, Мурома, Рязани, Зубовой Поляны.

Исходя из анализа распределения палеопьезометров комплекса, считаем отрицательным фактором для формирования в нем углеводородных скоплений то, что многие из названных районов с максимальной пласто-


АРХАНГЕЛЬСК
УХТА
СЫКТЫВКАР
КОТЛАС
ПЕТРОЗАВОДСК
ТАЛЛИН
ЛЕНИНГРАД
БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ
ВОЛОГДА
КИРОВ
ГЛАЗОВ
ПЕРМЬ
ИЖЕВСК
ЙОШКАР-ОЛА
ГОРЬКИЙ
ВЛАДИМИР
КАЗАНЬ
УФА
РИГА
КАЛИНИНГРАД
КАУНАС
ВИЛЬНЮС
СМОЛЕНСК
МОСКВА
МИНСК
УЛЬЯНОВСК
КУЙБЫШЕВ
ОРЕНБУРГ
УРАЛЬСК
ТАМБОВ
ПЕНЗА
САРАТОВ
БРЯНСК
ТУЛА
БРЕСТ
КУРСК
БЕЛГОРОД
КИЕВ
ВОЛГОГРАД
Валдай
Старая Русса
Лукино
Пестово
Максатиха
Редкино
Переславль-Залесский
Поварово
Вяземская
Барятино
Сергиев
Бауска
Стонишкяй
Пилтене
Сырьянка
Ветлуга
Кажим
Кудымкар
Бородулино
Толкишама
Ст. Петрова
Нурлат
Шкапово
Ефремово-Зыково
Кикино
Тепловка
Пугачев
Маслиновый овраг
Борисоглебск
Верховская
Волга
Урал
Дон
Десна
Ока
Сура
Свияга
Кама
Вятка
Белая
Печора
Мезень
Северная Двина
Онега
Мга
Нева
Западная Двина
Неман
Припять
Днепр
Западный Буг
Висла
Одер
Эльба
Рейн
Темза
Сена
Луара
Гаронна
Рона
Дунай
Рейн
Эльба
Одер
Висла
Неман
Западная Двина
Днепр
Припять
Западный Буг
Дунай
Рона
Гаронна
Луара
Сена
Темза

вой энергией (на элизионных этапах развития бассейна) непосредственно переходят в основные районы региональных пьезоминимумов бассейна (районы разгрузки), т. е., что между этими двумя резкими полюсами энергии в комплексе нет постепенного перехода и не фиксируется значительных по площади участков с промежуточными «закрытыми» пьезоминимумами. Лишь некоторые участки, приуроченные к переходам из районов пьезомаксимумов в районы пьезоминимумов, можно рассматривать как благоприятные в отношении условий формирования нефтегазовых месторождений (рис. 27).

Действительно, если рассматривать положение основных районов максимальных и минимальных напоров и возможных путей миграции вод и углеводородных соединений по отношению к трем выделенным нами в нефтегазоносных бассейнах зонам (первая — наиболее ранее и полной отдачи углеводородных соединений отложениями бассейна, вторая зона — основного формирования, накопления и сохранения месторождений нефти и газа и, наконец, третья — конечного приема и разрушения нефти и газа), то в структуре Среднерусского бассейна вторая зона не характеризуется благоприятными условиями для формирования нефтегазовых скоплений. Это вызвано незначительностью ее площади, уже отмеченным резким переходом основных пьезомаксимумов в пьезоминимумы по периферии бассейна, слабым развитием во второй зоне пьезоминимумов, общей сравнительно большой гидродинамической раскрытостью комплекса в периферийной зоне бассейна и частично во второй, обусловленной отсутствием водоупора или малой его мощностью в этих зонах. Таким образом, седиментационные воды и углеводороды, поступая в первой зоне в коллекторы, при своей дальнейшей миграции не задерживались в гидродинамических ловушках и на сравнительно близком расстоянии разгружались на дневную поверхность.

Для представления о масштабах движения седиментационных вод в комплексе или количестве вод, отжатых из глин, сделаны соответствующие расчеты (рис. 27, 28; табл. 12). С этой целью общая площадь комплекса, исходя из коллекторских свойств и гидродинамики, была разделена на два сектора — Любимско-Вологодский и Центральный.

Объем отжатых седиментационных вод в этих секторах, т. е. в восточной половине развития комплекса в Среднерусском бассейне, составил к концу нижнего карбона громадную величину — $20{,}26 \cdot 10^{12}$ м^3. При этом объемы отжатых вод при погружении комплекса на глубину свыше 1000 м около $0{,}8 \cdot 10^{12}$ м^3. В Любимско-Вологодском секторе показатель интенсивности водообмена достигает величины 1,97. На всей остальной, восточной, части он равен около 1,5.

Таким образом, в течение средне-верхнедевонского нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла в коллекторы средне-верхнедевонского комплекса мигрировали большие запасы захороненных в глинах седиментационных вод. Однако необходимо заметить, что интенсивность элизионного водообмена в средне-верхнедевонском комплексе в центральных областях Русской платформы была несравненно меньше, чем в нижезалегающих водоносных комплексах. Так, в районах Данилова, Любима, Чухломы к концу нижнего карбона объем отжатых седиментационных вод, поступивших в коллекторы средне-верхнедевонского комплекса, составил 40—75 м^3/м^2 и 4 тыс. км^3 в целом по этим районам, что в 3 раза меньше, чем в нижезалегающем среднекембрийско-среднедевонском комплексе.

С наступлением в послетуронское время (в начале визе) длительного континентального перерыва гидрогеологическая обстановка в средне-верхнедевонском комплексе резко меняется. В результате положи-

тельных тектонических движений отложения комплекса в ряде областей Среднерусского бассейна выходят на дневную поверхность и размываются, особенно в его периферийных частях. Некоторое время в начавшемся инфильтрационном этапе средне-верхнедевонского — нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла в связи с широким образованием областей пьезоминимумов часть накопившейся на элизионном этапе потенциальной энергии внутренних частей бассейна интенсивно разряжается, проявляясь в активизации элизионного водообмена. Существуют обширные открытые области разгрузки седиментационных вод, происходит также разрушение углеводородов.

В последующее время инфильтрационного этапа гидродинамический режим в средне-верхнедевонском комплексе меняется. Происходит перераспределение полюсов энергии: изменяется местоположение главных и дополнительных областей создания напора, прекращается поступление в коллекторы комплекса седиментационных вод и, очевидно, нефтяных углеводородов из глинистых отложений. Главные области создания напора и поступления подземных вод в комплекс переходят в краевые части гидродинамической системы комплекса, в периферийные южные и восточные части Среднерусского бассейна. В результате происходит смена основной направленности фильтрации вод.

Движение инфильтрационных и седиментационных вод с этих пор ориентируется уже гидростатической энергией со стороны выходов комплекса на дневную поверхность на Воронежской антеклизе и Токмовском своде в сторону внутренних частей Московской синеклизы и далее в северном и северо-западном направлениях к юго-западным склонам Балтийского щита.

В краевых частях бассейна, в зоне конечного приема и разрушения углеводородных соединений, совпадающей на инфильтрационном этапе с гидрогеологической зоной активного водообмена, в комплекс поступают пресные, обогащенные кислородом инфильтрационные воды. В районах восточных склонов Латвийской седловины, северных склонов Белорусского свода и Воронежской антеклизы, Токмовского и Котельничского сводов (и соответственно на южных и восточных бортах Московской синеклизы) это приводит к изменению гидрогеохимических условий в комплексе. Вместо восстановительной обстановки, существовавшей здесь, на элизионном этапе цикла создаются окислительные и слабовосстановительные условия. Инфильтрационные воды оттесняют седиментационные со стороны южной половины Среднерусского бассейна. Судя по сравнительно большой длительности нижневизейского континентального перерыва, за это время в коллекторах комплекса произошла значительная замена седиментационных вод инфильтрационными.

В периоды регрессий и главным образом в длительный нижневизейский перерыв, на значительных площадях создавались неблагоприятные условия для накопления углеводородов за счет обширных районов инфильтрационного питания водами гидрокарбонатно-кальциевого состава, содержащими в большом количестве кислород.

Об окислительной и субокислительной обстановках в комплексе в продолжение инфильтрационного этапа средне-верхнедевонского—нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла свидетельствуют и геохимические процессы при диагенезе его осадков. Это подтверждается составом подвижного железа в отложениях комплекса. По данным Е. С. Ларской (1969) и др. породы нижнещигровского горизонта в северо-восточной половине Московской синеклизы и в юго-западной ее части содержат пирита не более 0,1%, но обогащены гидроокислами железа ($Fe^{\cdots}$ от 1,5 до 7%). Закисного железа обычно меньше, чем окисного,

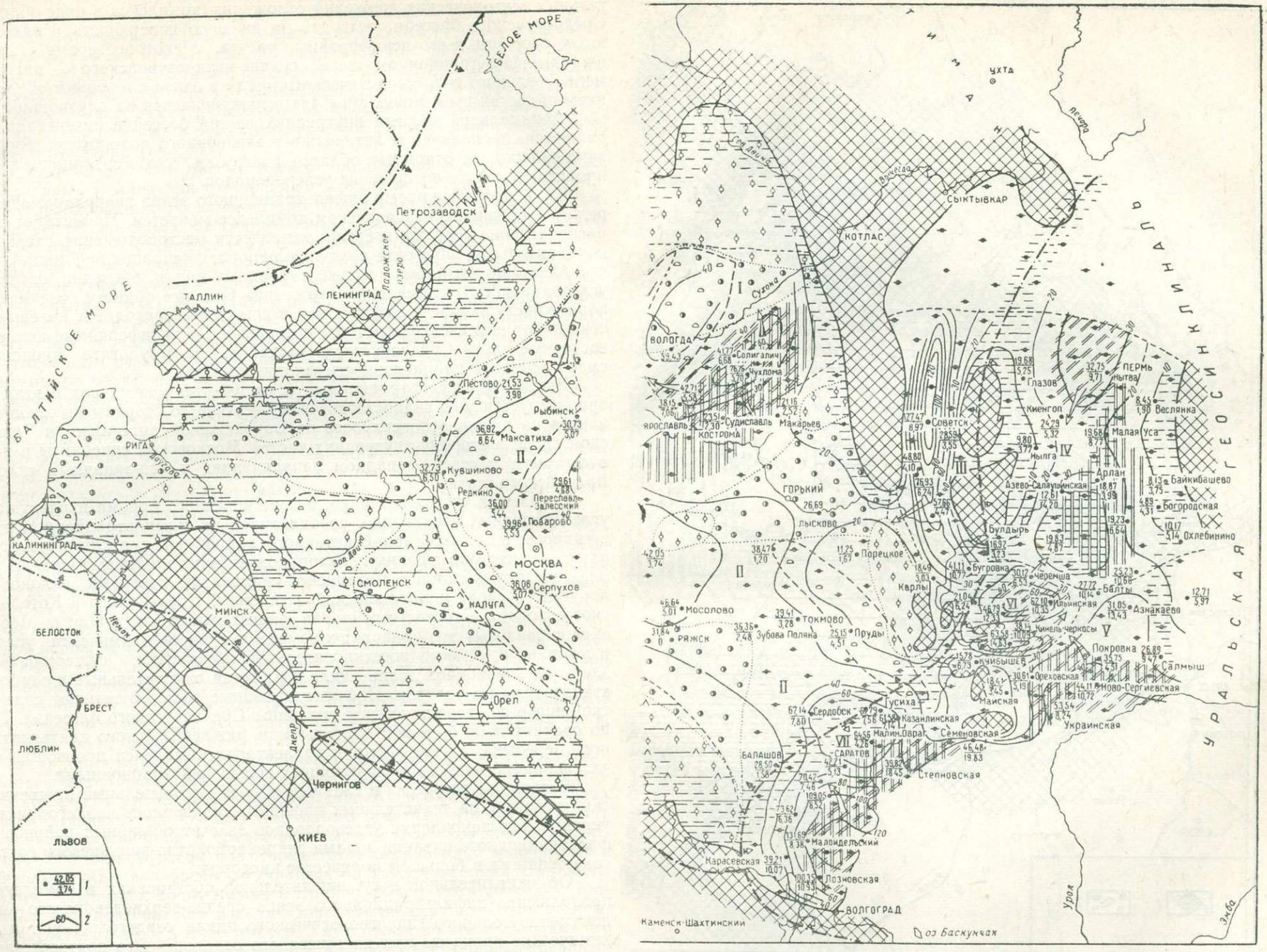


Рис. 27. Карта палеогидрогеологической обстановки средне-верхнедевонского водоносного комплекса Русской платформы к концу нижнего карбона.
Составил Г. П. Якобсон.

1 — скважина, в числителе—объем седиментационных вод комплекса, отжатых к концу нижнего карбона, м³/м²; в знаменателе—отжатых в течение предыдущего нижнекаменноугольного седиментационного этапа, м³/м²; *2* — изолинии равного объема отжатых седиментационных вод.

Условные обозначения см. на рис. 6, 18, 20.

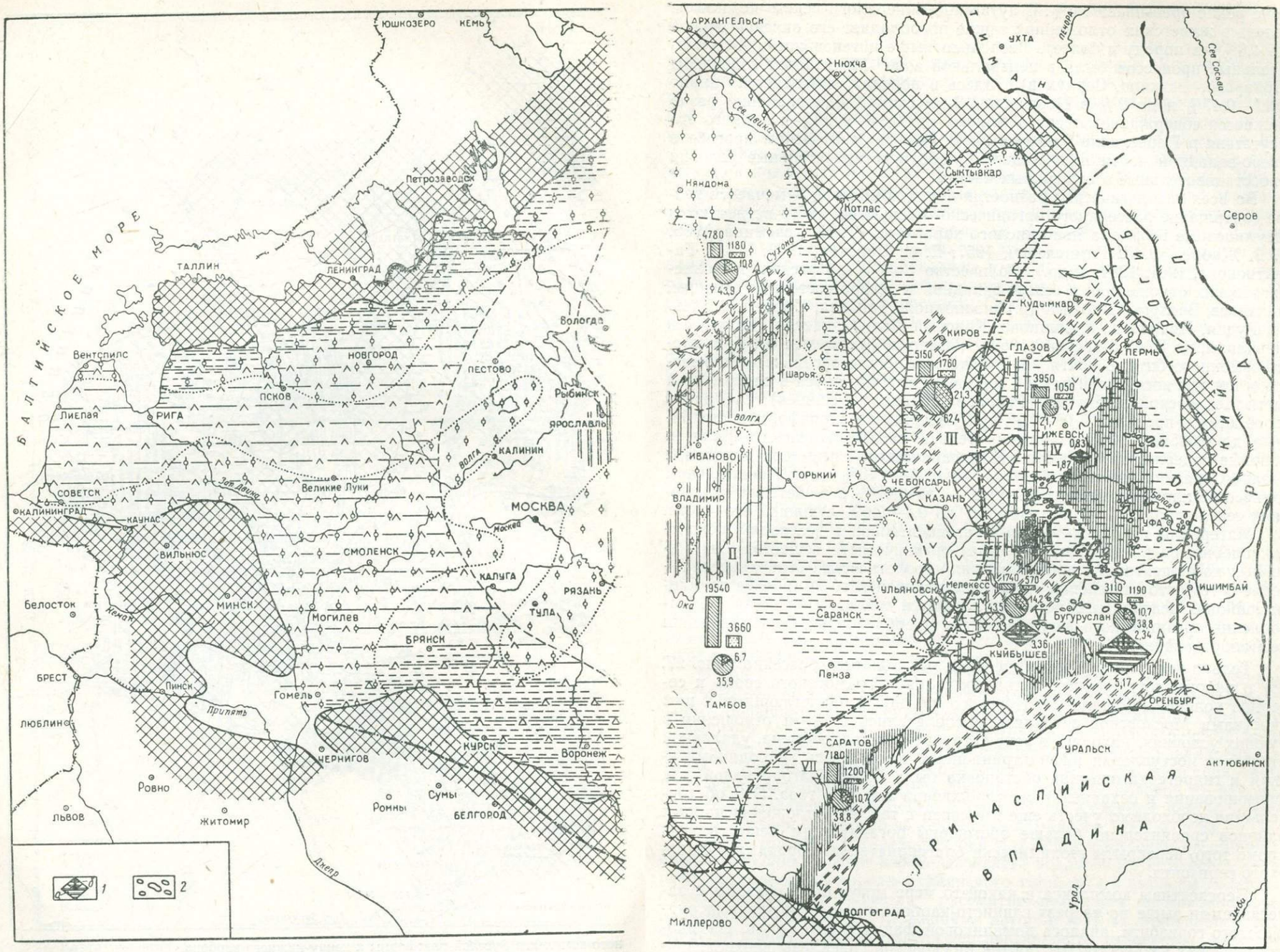


Рис. 28. Сводная карта палеогидрогеологической обстановки средне-верхнедевонского водоносного комплекса на элизионных этапах развития бассейнов Русской платформы.

1 — количество углеводородов (млрд. т.), продуцированных нефтепроизводящими отложениями комплекса: *а* — в пределах сектора, *б* — в том числе количество эмигрировавших углеводородов; *2* — нефтегазовые месторождения в отложениях комплекса.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 18, 20, 22.

и оно редко превышает 1,0%. В аутигенно-минералогическом комплексе железа в живетских отложениях также преобладает его окисная форма (до 4,6% на породу и более). Несколько выше интенсивность восстановительных процессов была в центральной зоне Московской синеклизы (Поварово, Редкино, Серпухов). Здесь в породах появляется пирит (0,12—0,47% и до 2% в Переславль-Залесском), одновременно резко снижается содержание окисного железа (до 0,34—0,60% и полного его отсутствия в Переславль-Залесском). В Рязано-Саратовском прогибе в северо-западной части преобладали слабо восстановительные условия и восстановительные в его южных частях.

Во всех литологических разностях пород комплекса отмечается низкое содержание рассеянного органического вещества, часто встречаются битуминозные вещества явно кислого характера (Т. И. Казьмина, 1955; Д. В. Жабрев, Э. Д. Гимпелевич, 1957; Е. С. Ларская, 1969; Н. М. Галактионова, 1961, 1964; и др.). Количество $C_{орг}$ в живетских и нижнещигровских отложениях в северо-западной и северо-восточной (Любим, Макарьев, Ветлуга, Шарья и др.) и западной (Торопец, Смоленск, Вязьма, Рудня, Нелидово, Кувшиново, Красный Холм) частях Московской синеклизы, по Е. С. Ларской (1969), обычно не превышает 0,1%, а хлороформенного битума почти нет. Несколько богаче органическим веществом породы восстановительной фации живетского яруса в центральной части Московской синеклизы (Редкино, Поварово, Рыбинск): $C_{орг}$ здесь колеблется в пределах 0,13—0,37%, а содержание хлороформенного битума до 0,005%. Увеличиваются степень восстановленности пород и фоновые содержания рассеянного органического вещества в районах Рязано-Саратовского прогиба; $C_{орг}$ от 0,37—0,45% (при значительном количестве хлороформенного битума — до 0,02% в живетских отложениях северо-западной части прогиба) до 0,4—0,6% в южной его части.

Материалы по окислительно-восстановительным условиям осадконакопления, распределению и составу органического вещества, битуминозных компонентов и анализ палеогидрогеологических особенностей говорят о том, что отложения средне-верхнедевонского комплекса во многих районах центральных областей являются неблагоприятными для накопления органического вещества и его преобразования в направлении нефтеобразования.

Только некоторые участки центральных областей бассейна (рис. 27, 28) и районы погруженных западных склонов Токмовского свода и северной половины Рязано-Саратовского прогиба с прилегающими к ним участками Московской синеклизы располагались в этом отношении в лучших условиях, находясь в зоне затрудненного водообмена, удаленной от очагов поступления инфильтрационных вод. Здесь гидродинамическая и гидрогеохимическая обстановка была более благоприятной для формирования и сохранения месторождений нефти и газа. Это обстоятельство необходимо учесть еще и в связи с тем, что отложения данных районов сравнительно больше обогащены органическим веществом и, кроме того, перекрыты геохимически благоприятными породами рудкинского горизонта.

Перспективы комплекса в какой-то мере могут быть связаны с залегающими выше по разрезу глинисто-карбонатными отложениями рудкинского горизонта, аналога доманиковой фации Волго-Урала. На многих участках юго-восточных бортов Московской синеклизы верхнедевонский водоупор (верхняя глинистая часть нижнещигровских отложений) отсутствует, и поэтому на элизионных этапах водообмена седиментационные воды и углеводородные соединения рудкинского горизонта имели в этих местах облегченную гидродинамическую связь с коллекторами

средне-верхнедевонского комплекса (с песчаными нижнещигровскими отложениями).

В начале среднефранского века (саргаевское время) трансгрессия морского бассейна достигает максимальных размеров. Вся территория Русской платформы покрывается морским бассейном с преимущественным развитием мелководных глинисто-карбонатных и карбонатных фаций (М. Ф. Филиппова, 1959). Геохимические условия формирования осадков, накопления и преобразования органического вещества в них, содержание и тип битуминозных веществ меняются по площади в определенной последовательности. В пределах восточных областей Урало-Поволжья в наиболее погруженных частях преобладали резко восстановительные геохимические условия. Здесь широко распространена доманиковая фация с высоким содержанием органического вещества в осадках. На территории центральных областей платформы отложения рудкинского горизонта формировались в неблагоприятных для битумообразования окислительных, субокислительных и изредка слабовосстановительных геохимических условиях. Органического вещества в осадки поступало немного, и оно почти все расходовалось на восстановление окисного железа. С точки зрения возможности генерации углеводородов наибольший интерес представляют рудкинские глинисто-карбонатные отложения юго-восточных краевых районов Московской синеклизы и обрамляющих их склонов Токмовского свода и Воронежской антеклизы, Котельнического свода, а также Рязано-Саратовского прогиба, которые по данным Н. М. Галактионовой (1964), Э. Д. Гимпелевич (1957) и др., формировались в более благоприятных, преимущественно восстановительных условиях и в целом значительно богаче органическим веществом и битумами по сравнению с одновозрастными отложениями исследуемой территории. Среднее содержание $C_{орг}$ в обогащенных прослоях составляет 3%, хлороформенного битума около 0,1%. Иногда в карбонатных прослоях Токмовского свода и Рязано-Саратовского прогиба количество $C_{орг}$ достигает 16%, а хлороформенного битума — единиц процентов. Степень битуминизации органического вещества в этих прослоях очень высокая: битуминозные компоненты в групповом составе по данным химико-битуминологических исследований составляют от 2,5 до 30%, чаще 6—9%. Гуминовые кислоты присутствуют не всегда и составляют в органическом веществе обычно 0,2—0,5%.

В аспекте возможной нефтеносности отложений средне-верхнедевонского водоносного комплекса центральных областей Русской платформы обращает на себя внимание следующее. Залегающий под битуминозными отложениями рудкинского горизонта верхнедевонский водоупор имеет очень своеобразное распространение в виде извилистых заливов и рукавов, особенно в отмеченной выше юго-восточной части Среднерусского бассейна. Здесь довольно широкой полосой от районов Новосиль—Плавск через Венев, Владимир до Кинешмы протягивается зона отсутствия водоносно-водоупорного комплекса (рис. 27, 28).

Таким образом, в указанных районах непосредственно на проницаемых отложениях средне-верхнедевонского водоносного комплекса залегают битуминозные породы рудкинского горизонта с высоким содержанием органического вещества, рассматриваемые как возможно нефтепроизводящие. С этими отложениями автором и И. П. Мясниковой связывается в значительной степени перспективность отдельных участков описываемого водоносного комплекса. Верхнедевонский водоносно-водоупорный комплекс отсутствует также на ряде участков Токмовского свода и полностью на Котельническом выступе.

Генерируемые в отложениях рудкинского горизонта углеводороды,

очевидно, совместно с седиментационными водами, могли поступать в рассмотренных выше районах Среднерусского бассейна в коллекторы терригенного девона. Перетоку отжимаемых седиментационных вод в нижележащий комплекс в последующем благоприятствовал и литологический состав залегающих выше по разрезу карбонатных отложений, литификация которых согласно Н. М. Страхову завершается на ранних стадиях диагенеза осадка.

Все это с нашей точки зрения повышает перспективы терригенных отложений средне-верхнедевонского комплекса и подошвенной части карбонатного комплекса отложений франского яруса девона в восточной части центральных областей (в некотором удалении на запад от приподнятых участков Токмовского свода и к северу от таковых Воронежского, являющихся областями инфильтрационного питания данных отложений).

По отложениям средне-верхнедевонского комплекса, представляющего собой среднюю часть разреза Среднерусского водонапорного бассейна, четко прослеживается его восточная граница. На участках Токмовского свода и Воронежского кристаллического массива она несколько смещается к юго-востоку по сравнению с ее положением по среднекембрийско-среднедевонскому комплексу. Таким образом, в протерозое, нижнем палеозое и, как видим, вплоть до среднепалеозойской эпохи в центральных и восточных частях Русской платформы существовали два самостоятельных бассейна: Среднерусский и Волго-Уральский. Следовательно, в этих бассейнах процессы элизионного и инфильтрационного водообменов, а вместе с тем и процессы образования, накопления и разрушения нефтяных углеводородов протекали раздельно.

Исходя из режима тектонических движений и соответствующих мощностей формировавшихся отложений, можно полагать, что с наступлением новых гидрогеологических циклов (нижнекаменноугольного добашкирского и средне-верхнекаменноугольного—нижнепермского палеогидродинамическая и палеогидрогеохимическая обстановка на элизионных и инфильтрационных этапах по площади развития комплекса в общих чертах носила унаследованный характер. Это в первую очередь относится к районам, благоприятным для формирования и сохранения нефтяных месторождений. Наиболее существенные изменения были связаны с тем, что с увеличением глубины погружения комплекса на этих этапах происходило резкое снижение объемов отжатия седиментационных вод из глинистых отложений.

Так, к концу средне-верхнекаменноугольного—нижнепермского цикла общее количество отжатых вод с момента образования комплекса в центральных областях Среднерусского бассейна достигало $41 \cdot 10^6$ м^3/км^2; в продолжение же этого весьма длительного цикла количество отжатых вод составляло $5 \cdot 10^6$ м^3/км^2, а если вести расчет поступивших в коллекторы вод после достижения глубины кровли комплекса 1000 м, то эта величина будет равна $3{,}1 \cdot 10^6$ м^3/км^2. Это значительная величина, если принять во внимание, что в продуктивной терригенной толще средне-верхнедевонского комплекса Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна она примерно равна $10{,}5 \cdot 10^6$ м^3/км^2 (конечно, надо учитывать, что на территории восточных областей платформы отложения комплекса и, очевидно, седиментационные воды содержали несравненно большее количество нефтяных углеводородов).

Начиная с нижнекаменноугольного цикла, северо-западные области развития комплекса в Среднерусском бассейне (юго-восточные склоны Балтийского щита) преобладающую часть времени представляют собой области минимальных напоров, т. е. разгрузки вод комплекса. В этом

направлении устремляются со значительной территории Среднерусского бассейна потоки подземных вод и нефтяных углеводородов. На этом пути располагается и ряд выделенных выше районов, благоприятных для формирования нефтегазовых скоплений — Рыбинск, Любим, Вологда, Тотьма.

Таким образом, особенности геолого-гидрогеологического развития и строения средне-верхнедевонского водоносного комплекса в центральных областях Русской платформы, режима элизионных и инфильтрационных водообменов, геохимических условий осадконакопления и преобразования органических веществ позволяют выделить на их территории два перспективных нефтегазоносных района.

Первый приурочен к северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба, к западным и северо-западным погруженным склонам Токмовского свода на участках Морсово—Зубова Поляна—Сасово—Муром—Горький. Второй перспективный район расположен несколько северо-западнее зоны от Венева и Рязани на юге до Владимира на северо-западе и Коврова—Балахны на севере.

Восточные области платформы. В этих областях платформы, в Волго-Уральском нефтегазоносном водонапорном бассейне, основные запасы нефти и перспективы дальнейших поисков месторождений связаны с отложениями средне-верхнедевонского водоносного комплекса. В этом комплексе положительные палеогидрогеологические предпосылки для формирования и накопления нефти определяются тем, что в периоды отжатия основных количеств седиментационных вод из глинистых отложений, обогащенных здесь углеводородными соединениями, он находился почти на всей территории своего развития в зонах замедленного и весьма замедленного водообменов и был прикрыт кыновско-саргаевским водоупором.

К важным палеогидрогеологическим факторам, способствовавшим образованию нефтегазовых месторождений, относится также и то, что в течение длительной средне-верхнепалеозойской истории комплекса в нем преобладали элизионные этапы водообмена с процессами отжатия седиментационных вод и углеводородных соединений в коллекторы. Площади инфильтрации в сравнительно редкие, но продолжительные периоды занимали незначительные участки (в отличие от центральных областей платформы) в общей закрытой структуре Волго-Уральского бассейна.

Крайне важен был благоприятный для формирования и сохранения месторождений характер пьезометрической поверхности на элизионных этапах средне-верхнедевонского комплекса. Это прежде всего особенность в распределении по площади Волго-Уральского бассейна основных пьезометрических максимумов и минимумов. Первые находились во внутренних частях бассейна и располагались, в отличие от таковых в центральных областях платформы (Среднерусский бассейн), далеко от площадей распространения основных минимумов. Между максимумами и основными минимумами располагались большие по площади промежуточные пьезометрические минимумы замкнутой и полузамкнутой формы, приуроченные к выделяемой нами второй зоне нефтегазоносного бассейна — зоне основного формирования и накопления нефтегазовых месторождений.

В ее пределах в продолжение элизионных этапов была восстановительная гидрогеохимическая обстановка, которая в противоположность центральным областям в значительной степени сохранялась и на инфильтрационных этапах гидрогеологических циклов развития Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. Вследствие длительного устой-

чивого погружения здесь комплекса в нем, очевидно, были и повышенные температуры.

Средне-верхнедевонский комплекс в восточных частях платформы представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями живетского и нижнефранского веков. Образованию комплекса предшествовал в конце эйфельского века кратковременный подъем территории Урало-Поволжья, приведший к частичному размыву подстилающих осадков.

Начавшаяся в живете трансгрессия морского бассейна была очень неравномерна, осадконакопление носило цикличный характер. Выделяется до четырех самостоятельных циклов формирования осадков и захороняемых подземных вод, соответствующих стратиграфическим горизонтам: афонинскому, воробьевскому, старооскольскому и муллинскому.

На всей территории Волго-Уральской области условия опреснения водоема наблюдались в начале воробьевского, старооскольского и муллинского времени. Седиментационный бассейн пашийского времени на большей части территории Урало-Поволжья имел опресненный характер. Среднее содержание хлора в породах, по данным Т. И. Казминой, Л. А. Гуляевой, С. Я. Вайнбаума (1961), К. Ф. Родионовой (1967), составляет менее 0,20%.

В кыновское время на территории Волго-Уральской области продолжается дальнейшее развитие нижнефранской трансгрессии, в результате которой во второй половине этого периода повсеместно устанавливается режим открытого моря с нормальной соленостью вод и преимущественным накоплением глинистых осадков.

Таким образом, на протяжении значительного времени формирования средне-верхнедевонского водоносного комплекса происходило захоронение преимущественно слабо минерализованных подземных вод. Накопление в них солей и формирование современного гидрогеохимического облика происходило уже в последующие эпохи развития комплекса в условиях замедленных элизионных и инфильтрационных водообменов.

Гидродинамическая обстановка комплекса в период средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла (живетское, франское, фаменское и турнейское время) определялась неодинаковым тектоническим режимом — неравномерным, хотя и устойчивым прогибанием по площади Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна отдельных крупных геоструктурных элементов и разными ресурсами поступавших в коллекторы седиментационных вод.

На основании распределения в нем палеопьезометров можно считать, что в течение рассматриваемого цикла Волго-Уральский бассейн, образовавшийся как самостоятельная гидродинамическая система в рифее и венде, продолжает развиваться. Он имеет свои области создания напоров и разгрузки седиментационных и инфильтрационных вод.

Палеогидродинамический анализ распределения напоров в период элизионного этапа средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного (довизейского) гидрогеологического цикла дает сложную картину их распределения по территории развития комплекса в восточных областях платформы (рис. 27, табл. 12). Районы повышенных напоров сменяются районами низких значений пьезометров, затем вновь фиксируются высокие отметки напоров, в свою очередь чередующиеся с пониженными их величинами. Наиболее высокие положения палеопьезометров (1100—1400 м) в данный цикл развития Волго-Уральского бассейна приурочены к его южным областям — глубоко погруженным восточным склонам Воронежской антеклизы, южным склонам Жигулевско-Оренбургского

свода и смежным областям, а также Мелекесс-Радаевской и Верхнекамской впадинам.

Зоны распространения минимальных напоров (от 800 до 500 м) находились в восточной сводовой части Воронежской антеклизы, на Токмовском своде, северной вершине Татарского свода, в районах современного положения Коми-Пермяцкого и Пермско-Башкирского сводов. Очевидно, эта зона палеопьезоминимумов, очерчивая площадь Волго-Уральского нефтегазоносного водонапорного бассейна, уже тогда являлась зоной конечного приема и разрушения нефтяных углеводородов. Следовательно, на элизионном этапе описываемого гидрогеологического цикла, при перепаде напоров между максимальными и минимальными величинами 600—700 м основное движение седиментационных вод и углеводородных соединений происходило со стороны восточных склонов Воронежской антеклизы и южных склонов Жигулевско-Оренбургского свода, Радаевской и Верхнекамской впадины к указанным краевым частям бассейна, значительно осложняясь в районах внутренних пьезоминимумов бассейна.

Сформировавшийся в период цикла кыновско-саргаевский водоупор в продолжение элизионного этапа является одним из основных факторов, обеспечивающих самостоятельный закрытый гидродинамический режим в комплексе, возможность направленного и сосредоточенного перемещения седиментационных вод и нефтяных углеводородов от указанных пьезомаксимумов к периферийным частям бассейна. Благодаря этой надежной покрышке у средне-верхнедевонского водоносного комплекса перехват его вод и нефтяных углеводородов мог происходить лишь в районах пониженных напоров, в зонах тектонических нарушений и резкого уменьшения мощности водоупора или размыва.

Скорости перемещения вод в комплексе были ничтожны, учитывая незначительный расход седиментационных вод на элизионном этапе. На различных участках бассейна они, очевидно, колебались от долей сантиметра в год до нескольких сантиметров в год.

Характер распределения палеонапоров на элизионном этапе средне-верхнедевонского комплекса показывает сложные пути перемещения седиментационных вод и нефтяных углеводородов из центральных внутренних частей Урало-Поволжья (относящихся к первой зоне—наиболее ранней и полной отдачи углеводородных соединений бассейном) к зоне конечного их приема и разрушения. В расположенной между ними зоне основного формирования и накопления месторождений бассейна наблюдаются участки с пониженными напорами, куда в первую очередь устремляются потоки седиментационных вод и нефтяных углеводородов (они совпадают также с участками пониженных уровней потенциальной энергии нефтяных углеводородов).

В этой зоне существуют и локальные участки с высокими напорами, которые препятствуют и так же, как и районы с низкими напорами, усложняют движение флюидов к краевым частям бассейна. К основным таким районам, осложняющим движение вод и углеводородных соединений со стороны южных склонов Жигулевско-Оренбургского свода и прилегающих к нему структур, относилась зона пониженных напоров (1100 м) на его северных склонах, вследствие чего на этих участках могли существовать условия для более интенсивной миграции — подтока седиментационных вод и углеводородных соединений с накоплением последних в располагающихся здесь структурных и литологических ловушках комплекса (в последующем с частичным поступлением углеводородов и седиментационных вод — в вышележащие отложения).

Один из обширных районов пониженных напоров к концу средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла фиксируется в северной части Альметьевской вершины Татарского свода и в смежных участках Нижнекамской системы дислокаций (рис. 27). Очень важно то, что район этого пьезоминимума с самого начала формирования гидродинамической системы средне-верхнедевонской терригенной толщи располагался во второй зоне бассейна (основного формирования и накопления углеводородов), наиболее благоприятной с точки зрения формирования и сохранения месторождений. Именно сюда устремлялась основная масса формирующихся на элизионном этапе седиментационных вод и углеводородов из областей повышенных напоров Мелекесс-Радаевской впадины, южных и восточных погруженных склонов Татарского свода, юго-восточных склонов Верхнекамской впадины. Механизм их частичной разгрузки в залегающие выше отложения здесь не определен. Заслуживает внимания Шаранский разлом, который, как отмечает ряд исследователей (Ю. Я. Большаков, 1965; и др.), в отдельные периоды развития бассейна служил путем транзита нефти из отложений девона в вышележащие горизонты.

Движение вод и углеводородных соединений происходило также со стороны южных склонов Жигулевско-Оренбургского свода в его сводовую часть и районы северо-восточных склонов и далее на северо-восток по юго-восточным склонам Русской платформы. Очевидно, весьма интенсивный сток седиментационных вод и углеводородов был и со стороны западных склонов Жигулевско-Оренбургского свода. Однако поток этого направления, так же как и из районов западных бортов Мелекесс-Радаевской впадины, сравнительно быстро разгружался вблизи западной границы Волго-Уральского бассейна (Ульяновско-Канашская вершина Токмовского свода).

Миграция вод и углеводородов из Верхнекамской впадины была направлена к восточным склонам Немской вершины, к Коми-Пермяцкому своду и на север, к Камскому своду. Формирование вод и залежей нефтяных углеводородов западных бортов Верхнекамской впадины происходило в непосредственной близости от Пермско-Башкирского свода, где отложения и нефтеводоупор комплекса отсутствовали.

Интересно составить представление о геохимических условиях накопления и содержании органических веществ в отложениях комплекса. Эти данные необходимы при сопоставлении основных направлений движения и количества седиментационных вод с геохимической обстановкой и содержанием органического вещества в различных районах. Для выяснения и уточнения основных зон нефтегазообразования проведем анализ палеогеохимических условий и распределения органического вещества в одновозрастных отложениях по площади Урало-Поволжья. При решении этого вопроса были использованы геохимические материалы К. Ф. Родионовой (1957—1968), Л. А. Гуляевой (1956), С. Я. Вайнбаума (1961), Н. М. Галактионовой (1961, 1964), Ю. И. Корчагиной (1964) и других исследователей. По мнению К. Ф. Родионовой (1967, 1968), на территории Волго-Уральского бассейна в разрезе девона к нефтематеринским относятся глинистые и карбонатно-глинистые образования бийско-мосоловского, середины старооскольского и муллинского, конца кыновского (шугуровского) времени, а также среднефранского и фаменского времени.

Анализ фактического материала показал, что содержание органического вещества в отложениях средне-верхнедевонского водоносного комплекса и окислительно-восстановительные условия его преобразова-

ния были различными в северных, центральных и южных районах Волго-Уральского бассейна.

Наиболее благоприятные условия для формирования нефтематеринских толщ в верхнеживетский век существовали на территории южного и юго-восточного склона Альметьевской вершины, на Белебеевской вершине Татарского свода, на Жигулевско-Оренбургском своде, в пределах Мелекесс-Радаевской впадины. В этих районах, по данным Г. И. Теодоровича (1967), преобладали восстановительные условия сульфидно-сидеритовой и сидеритово-сульфидной геохимических фаций, подчиненное положение занимала сидеритовая геохимическая фация.

Содержание органического вещества в отложениях живетского возраста колеблется в широких пределах. В районах Альметьевской и Белебеевской вершин Татарского свода своим высоким содержанием органического вещества выделяются темноцветные разности глин, глинистых известняков и мергелей. В мергелях старооскольского горизонта содержится от 3,1 до 9,3% органического вещества (в среднем 3,77%), в глинистых известняках муллинского возраста, воробьевских глинистых известняках и черных аргиллитах соответственно 1,27, 1,94 (до 3,14) и 3,1%. Распределение битума $А_{хл}$ и суммарного количества битуминозных веществ обусловлено общим содержанием органического вещества. Наиболее обогащены битумом $А_{хл}$ серые и черные мергели воробьевского (0,345%) и старооскольского горизонтов (до 0,400—0,999%, в среднем 0,193%) и глинистые известняки муллинского (до 0,342%) горизонта. Среднее содержание нейтрального битума А в мергелях составляет 0,114%, в известняках 0,061%. Глинисто-карбонатные породы в пределах Мелекесс-Радаевской впадины и Жигулевско-Оренбургского свода содержат до 8,88% органического вещества (в среднем около 2%). Битуминозность пород очень высокая, максимальное содержание $А_{хл}$ составляет 0,84%. В среднем количество $А_{хл}$ в обогащенных органическим веществом глинисто-карбонатных разностях составляет 0,112—0,190%.

Высокие содержания органического вещества в отдельных слоях живетских отложений, прослеживающиеся на значительной площади, восстановительные и резко восстановительные условия, нормально-морские условия образования осадков, замедленный водообмен — все это способствовало широкому развитию процессов битуминизации органического вещества и генерации углеводородов в терригенно-карбонатной толще живета рассмотренных выше районов Волго-Уральского бассейна.

На север от центральных районов Татарского свода геохимические условия осадконакопления постепенно ухудшаются. Так, на северном и северо-восточном склонах Альметьевской вершины Татарского свода, в Верхнекамской впадине в диагенезе преобладали восстановительные и слабо восстановительные условия сидеритовой, сидеритово-лептохлоритовой фаций. В районах северного и северо-восточного склонов Альметьевской вершины содержание органического вещества в породах снижается.

Терригенные отложения живетского яруса и пашийского горизонта Пермского Прикамья с невысоким содержанием органического вещества и преобладанием в разрезе песчаных пород значительных количеств углеводородов дать не могли.

При формировании пашийских отложений почти на всей территории Волго-Урала преобладали слабо восстановительные условия. Содержание органического вещества в них значительно меньшее по сравнению

с живетскими, в связи с чем генерация углеводородов в отложениях пашийского горизонта в большинстве случаев была очень низкой.

Геохимический режим преобразования органического вещества в осадках кыновского времени изменялся от слабо восстановительных условий (в северных районах Пермского Прикамья) и восстановительных (центральные районы Пермского Прикамья и Альметьевская вершина Татарского свода) до восстановительных и резко восстановительных (на южных склонах Татарского свода, в Мелекесс-Радаевской впадине и на Жигулевско-Оренбургском своде). При этом в течение кыновского, а также саргаевского времени с расширением морской трансгрессии восстановительные процессы усиливаются.

Для кыновско-саргаевских глинистых и глинисто-карбонатных осадков Мелекесс-Радаевской впадины и Жигулевско-Оренбургского свода характерны высокие содержания органического вещества (в среднем 1,7—3,4%) и битуминозных компонентов ($А_{хл}$ до 1,286%, в среднем в мергелях выше 0,15%). Мергели и сланцы этого возраста, по данным К. Ф. Родионовой (1967, 1968), обогащены сингенетичными углеводородами. Это свидетельствует о региональном характере битумообразования в глинисто-карбонатных породах этого возраста и позволяет рассматривать их здесь так же, как одну из основных нефтепроизводящих толщ.

Таким образом, на базе приведенных материалов убеждаемся, что глинисто-карбонатные породы живетского яруса и кыновско-саргаевского горизонта с повышенным содержанием органического вещества и нейтрального битума ($А_{хл}$) относятся (с отмеченными выше эйфельскими отложениями) к основным нефтепроизводящим комплексам в терригенном девоне Урало-Поволжья. Нефтематеринскими, по нашему мнению и мнению И. М. Мясниковой, являются и глинисто-алевритовые породы живета центральных участков Татарского свода, ее северного и северо-восточного склонов и древней Мелекесс-Радаевской впадины.

Характер распределения органического вещества и битуминозных компонентов показывает, что основные зоны нефтеобразования во всех горизонтах терригенного девона располагаются в южной половине Волго-Уральского бассейна (Мелекесс-Радаевская впадина, Жигулевско-Оренбургский свод), где формируются, как показано ниже, основные массы седиментационных вод, которые в процессе элизионных водообменов устремляются к районам пониженных напоров в западном, северо-восточном и северном направлениях.

Поступление седиментационных вод за счет элизионных процессов происходит по всей площади Волго-Уральского бассейна, однако интенсивность этого процесса в отдельных областях бассейна весьма различна. Можно было ожидать, что районам высоких напоров будут соответствовать площади наибольшего поступления вод. Однако автор Ю. Качалов впервые обратили внимание на то, что в водонапорных бассейнах районам максимальных палеонапоров далеко не всегда соответствуют районы наибольшего поступления седиментационных вод в коллекторы (на элизионных этапах). При палеогидродинамическом анализе Волго-Уральского бассейна в ряде районов выясняется несовпадение максимальных напоров вод, располагающихся на участках наиболее интенсивного прогибания и осадконакопления, с зонами наибольшего формирования седиментационных вод. Это связано с неравномерностью во времени процесса отжатия вод из глинистых осадков и неравномерным распределением последних в разрезе средне-верхнедевонского водоносного и ограничивающих его водоупорных комплексов.

К концу средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла в коллекторы средне-верхнедевонского комплекса поступили громадные объемы седиментационных вод, обогащенных углеводородными соединениями (рис. 27, 28; табл. 12). Так, в Нижневолжском секторе (западный борт Прикаспийской впадины) бассейна при площади около 111 000 км^2 объем отжатых седиментационных вод составил $5{,}98 \cdot 10^{12}$ м^3; в Южном Волго-Уральском (Жигулевско-Оренбургский свод, юго-восточный склон платформы) при площади 82 500 км^2 — $3{,}29 \cdot 10^{12}$ м^3, в Мелекесс-Радаевском (Мелекесс-Радаевская впадина и смежные районы) при площади 40 000 км^2—$1{,}45 \cdot 10^{12}$ м^3 в Татарско-Верхнекамском при площади 181 250 км^2 — $3{,}29 \cdot 10^{12}$ м^3 и т. д. При этом величина показателя интенсивности водообмена в Нижневолжском секторе к концу данного цикла была равна 1,65, в Южном Волго-Уральском — 1,73 (если принимать в расчет поступление вод в коллекторы лишь с глубины погружения глин 1000 м, то она достигала здесь величины 0,67). В Мелекесс-Радаевском секторе показатель водообмена в целом к концу цикла равен 2,65, а при расчете с глубины 1000 м — 0,28. В Татарско-Верхнекамском эта величина составляет соответственно 2,65 и 0,39.

Таким образом, наибольший водообмен и во многом обусловленная этим миграция нефтяных углеводородов имели место в пределах весьма обогащенной органическим веществом толщи терригенного девона Мелекесс-Радаевской впадины, причем в значительной степени за счет седиментационных вод глинистых отложений верхнедевонского (кыновско-саргаевского) водоупорного комплекса. Другие районы повышенного поступления седиментационных вод в коллекторы средне-верхнедевонского комплекса связаны с восточным склоном Воронежской антеклизы и с южными склонами Жигулевско-Оренбургского свода и погруженными юго-восточными склонами Русской платформы. Учитывая повышенные напоры вод в районах Жигулевско-Оренбургского свода и высокую величину показателя интенсивности водообмена, следует отнести эту территорию Волго-Уральского бассейна к основным районам генерации седиментационных вод и углеводородных соединений.

К основному району питания бассейна седиментационными водами в его северной части, как видим, относится и Верхнекамская впадина. В этой части Волго-Уральского бассейна также шел вынос углеводородов с водами. Однако здесь в отложениях комплекса содержание органического вещества гораздо меньше, чем в южной половине Волго-Уральского бассейна, а геохимические условия его преобразования неблагоприятны. Вследствие этого прибортовые участки названной впадины и прилегающих к ней погруженных склонов Немской вершины, Коми-Пермяцкого, Камского и Пермско-Башкирского сводов менее перспективны, чем районы Жигулевско-Оренбургской, Мелекесс-Радаевской, южной вершины Татарской и других структур бассейна, с которыми связаны основная генерация и пути миграции нефтяных углеводородов.

Расположенная на стыке Волго-Уральского и Среднерусского бассейна крупная Кировско-Кажимская структура уже с начала нижнего карбона представляла собою самостоятельную гидродинамическую систему (водонапорный бассейн третьего порядка). Поэтому формирующиеся в ней большие ресурсы седиментационных вод (к концу элизионного этапа эта величина достигала 120 м^3/м^2, или в целом для структуры 1800 км^3) не принимают участия в элизионном питании коллекторов терригенного девона центральных областей платформы и Урало-Поволжья, а следовательно, и в пополнении их углеводородными соединениями. Вследствие существовавших в Кировско-Кажимском бассейне больших

перепадов напоров и близких расстояний между зонами питания и разгрузки вод, здесь преобладали вынос и рассеивание вод и углеводородных соединений в его краевых частях. Однако из-за большой тектонической осложненности данной структуры не исключено формирование и сохранение нефтяных углеводородов в зонах дизъюнктивных тектонических нарушений и на бортовых участках выклинивания отложений средне-верхнедевонского комплекса.

Во второй половине малиновского времени элизионный этап развития гидродинамической системы средне-верхнедевонского комплекса Урало-Поволжья сменяется инфильтрационным. Прекращение роста геостатических нагрузок и их снижение в результате размыва отложений приводит во многих районах бассейна к интенсивной разрядке энергии, накопившейся на элизионном этапе. Следовательно, в это время происходит и некоторая активизация подземного стока по сравнению с закончившимся элизионным этапом. В этот период возрастает, по-видимому, и миграция нефтяных углеводородов в коллекторы терригенных отложений средне-верхнедевонского комплекса.

На участках выхода комплекса на дневную поверхность в местах отсутствия или размыва кыновско-саргаевского водоупора образуются обширные открытые очаги разгрузки седиментационных вод и углеводородных соединений. В водоносном комплексе происходит сложное перераспределение энергии, перераспределение зон максимальных и минимальных напоров и т. д. Области наивысших напоров постепенно образуются в краевых частях бассейна — на Коми-Пермяцком своде, северной вершине Татарского, Токмовского сводов, Воронежской антеклизе, Пермско-Башкирском своде. Следовательно, диаметрально меняется в бассейне направленность движения вод. Усиливаются на инфильтрационном этапе межкомплексные перетоки вод и нефтяных углеводородов в зонах облегченной гидродинамической связи, на участках тектонических осложнений и т. п. В периферийных зонах бассейна происходит активное гидродинамическое, физико-химическое и биохимическое разрушение скоплений нефтяных углеводородов и их рассеянных форм.

Постепенно в формирующейся зоне активного водообмена средне-верхнедевонского комплекса эти процессы получают все более широкое развитие. Инфильтрационные воды проникают и оттесняют во внутренние части воды седиментационные со скоростью примерно несколько сантиметров в год. Однако в целом влияние инфильтрационного водообмена на гидродинамическую систему исследуемого комплекса в это время было ограничено, что вызвано как кратковременностью континентального развития территории, так и незначительностью выходов комплекса на дневную поверхность в контурной зоне бассейна — областях создания напора, хорошей гидрогеологической закрытостью комплекса. Все это позволяет говорить о преобладании в толще терригенного девона на большей части Волго-Уральского бассейна даже на инфильтрационном этапе замедленного водообмена седиментационных вод, что не могло не быть благоприятным для образования и накопления нефтяных углеводородов.

В течение средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольных элизионного и инфильтрационного этапов на основе палеогидрогеологических данных автором и Ю. М. Качаловым устанавливаются следующие пределы распространения Волго-Уральского бассейна. Западная его граница, судя по палеопьезометрам, прослеживается по осевой части Немской и Кукморской вершин Татарского свода. Далее она протягивается по восточным склонам Токмовского и Воронежского сводов в юго-западном и южном направлениях.

Менее четко фиксируются северная и восточная границы Волго-Уральского бассейна, соответственно прослеживающиеся в пределах зоны относительного возвышения на Тимане и по вытянутой меридиональной цепи островов Уральской геосинклинали. Сразу отметим, что они препятствовали влиянию геосинклинальной области на платформенную часть бассейна вплоть до широт Свердловска и Челябинска. Лишь южная ветвь Уральской геосинклинали, погружаясь к концу седиментационного этапа по девонским отложениям на глубину 2000—3000 м, являлась частью бассейна и могла служить источником выноса флюидов на платформу. Южная граница бассейна неясна. Сам бассейн протягивается, видимо, и в Прикаспийскую впадину, однако выяснить характер его развития на этой территории пока не представляется возможным.

После кратковременного поднятия территории Урало-Поволжья во второй половине малиновского времени начинается новый гидрогеологический цикл развития Волго-Уральского бассейна — нижнекаменноугольный (добашкирский, визе и намюр). Устойчивое прогибание на всей территории бассейна сопровождалось образованием преимущественно карбонатных пород. Терригенные осадки повышенной мощности отлагались лишь в Камско-Кинельской впадине.

В средне-верхнедевонском водоносном комплексе сохраняются те же основные области создания напоров, что и в предыдущем элизионном этапе: на погруженных восточных склонах Воронежской антеклизы, на южных склонах Жигулевско-Оренбургского свода, юго-восточных склонах Русской платформы, Мелекесс-Радаевской и Верхнекамской впадинах.

Вследствие дальнейшего увеличения пластовой энергии при унаследованных по площади нисходящих тектонических движениях и продолжения накопления толщ осадков эти зоны основных пьезометрических максимумов продолжают развиваться, «усиливаться», особенно зоны локальных пьезометрических куполов (Мелекесс-Радаевская впадина и др.). Появляется и новая зона повышенных напоров, приуроченная к западным и южным склонам Пермско-Башкирского свода.

Выделяются также зоны основных минимальных напоров в отложениях комплекса, приуроченные к западным и восточным окраинам бассейна (восточные склоны Немской и Кукморской вершин Татарского свода, Пермско-Башкирский свод). Значение этих зон в отношении масштабов разгрузки седиментационных вод, по-видимому, не очень велико в силу ухудшения здесь коллекторских свойств и уменьшения мощности коллекторов живетско-пашийских отложений. Главная внутренняя область пониженных энергетических уровней гидродинамической системы терригенного девона на нижнекаменноугольном этапе также размещается в пределах четко оформляющейся к башкирскому веку Альметьевской вершины Татарского свода. Ее местоположение и конфигурация лишь незначительно меняются в связи со структурными перестройками, в результате чего центр ее с условно приведенными напорами 1100—1500 м смещается несколько к югу.

В общем же основные направления перемещения седиментационных вод остаются в комплексе в пределах бассейна теми же, что и на предыдущем элизионном этапе, но масштабы выноса отжимаемых седиментационных вод на элизионном этапе нижнекаменноугольного (добашкирского) гидрогеологического цикла по сравнению с предыдущим гидрогеологическим циклом существенно сокращаются, т. е. элизионный водообмен резко уменьшается. Максимальные суммарные величины удельного отжатия вод достигают $36 \cdot 10^6$ м^3/км^2, вместе с тем общие объемы седиментационных вод не превышают в Мелекесс-Радаевской впадине 140—

150 км³, в Верхнекамской впадине и на южных склонах платформы 180—200 км³, т. е. она значительно ниже, чем на средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольном этапе (табл. 12).

Исключение составляет самостоятельная гидродинамическая система Казанско-Кировского прогиба, где существование мощной толщи осадков терригенного девона обеспечивало к концу нижнего карбона формирование объема седиментационных вод до 130 м³/м². Однако в течение палеозойской эры эта структура занимала обособленное положение по отношению к системе Волго-Уральского бассейна, и здесь не происходило поступления вод из прогиба в центральные районы Урало-Поволжья.

Инфильтрационный этап развития Волго-Уральского бассейна в конце нижнего карбона по времени совпадает со второй половиной намюрского века (краснополянское время). Влияние инфильтрационного водообмена на гидродинамическую систему средне-верхнедевонского комплекса в целом в это время было очень ограничено. Это вызвано как кратковременностью континентального развития территории, так и сохранившейся гидрогеологической закрытостью средне-верхнедевонского комплекса. Прекращение роста геостатических нагрузок, а в ряде случаев и их снижение в результате размыва отложений в краснополянское время привело к частичной разрядке энергии, накопившейся в процессе элизионного развития и в связи с этим к некоторой активизации стока и разгрузки седиментационных вод и, вероятно, нефтяных углеводородов. Изложенное выше позволяет говорить о преобладании в терригенном девоне седиментационных вод и о сохранении восстановительных гидрогеохимических условий на большей части территории Волго-Уральского бассейна в течение данного инфильтрационного этапа.

Как и в предыдущем цикле, к концу нижнекаменноугольного гидрогеологического цикла граница Волго-Уральского бассейна прослеживается по осевой части Немской и Кукморской вершин Татарского свода, пересекает Мелекесс-Радаевскую впадину, далее по восточным склонам Токмовского и Воронежского сводов протягивается в юго-западном и южном направлениях, обособляя районы Нижнего Поволжья от водонапорной системы центральных областей Русской платформы (рис. 27). Северные и восточные окраины бассейна в нижнем карбоне в целом наследуют свое развитие от предыдущего элизионного этапа.

Начавшийся в башкирском веке средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский гидрогеологический цикл характеризуется устойчивым прогибанием и накоплением преимущественно карбонатных осадков почти на всей территории Волго-Уральского бассейна. Только в конце башкирского века трансгрессия сменилась кратковременным воздыманием. Следующий региональный перерыв в осадконакоплении произошел лишь на границе нижне- и верхнепермского времени. В связи с интенсивным воздыманием Уральской складчатой ситемы влияние происходившего в это время инфильтрационного этапа на всю водонапорную систему Волго-Уральского бассейна огромно. Большинство водоносных и водоносно-водоупорных комплексов получили области свободной разгрузки седиментационных вод в местах выхода на поверхность. Закрытые гидрогеологические условия сменились открытой гидродинамической обстановкой, обеспечивающей разрядку энергии, накопившейся на элизионном этапе рассматриваемого цикла.

В период длительного средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского элизионного этапа типична изменчивость условий осадконакопления в различных частях бассейна. В среднюю и верхнюю эпохи

карбона и в начале нижней перми его развитие происходило в морских условиях с нормальной соленостью воды при трансгрессии морского водоема с юго-востока. Только в верейское время на западе территории Урало-Поволжья устанавливались условия опресненного моря, сменяемые в юго-восточном направлении нормальной морской обстановкой. Для нижней перми, сакмарского, артинского и особенно кунгурского веков характерно обмеление и засолонение морского бассейна. Это обусловливает происхождение мощных толщ соленосных водоупорных отложений, оказавших существенное воздействие на формирование древних и современных гидродинамических и гидрогеохимических условий.

В течение этого весьма продолжительного гидрогеологического цикла с преимущественным элизионным этапом гидродинамическая обстановка средне-верхнедевонского комплекса характеризуется дальнейшим нарастанием потенциальной пластовой энергии. Можно считать, что это был наиболее важный и завершающий цикл формирования седиментационных вод и генерации нефтяных углеводородов в отложениях комплекса Волго-Уральского бассейна. Во время цикла терригенная толща комплекса погружается в структуре бассейна с глубины 1300—1400 м до 1900—2000 м (по подошве). В основном на этом этапе отжимаются последние значительные массы седиментационных вод и, очевидно, нефтяных углеводородов в обстановке доформирования основных внутренних структур Волго-Уральского бассейна и при наиболее благоприятных термодинамических условиях. В последующие гидрогеологические циклы погружение комплекса на большие глубины не происходило. Следовательно, в дальнейшем из его глинистых прослоев и кыновско-саргаевского нефтеводоупора практически не выносятся седиментационные воды и нефтяные углеводороды.

Основные черты распределения потенциальной пластовой энергии и условно приведенных напоров средне-верхнекаменноугольно-нижнепермского гидрогеологического цикла в соответствии с тектоническим режимом восточных областей платформы продолжают наследовать гидродинамические особенности, заложенные на элизионном этапе средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного цикла. Однако в нем появляются и свои характерные черты, связанные с осадконакоплением в Камско-Кинельской впадине и на юго-восточных склонах Русской платформы, а к концу цикла — с погружением территории Предуральского прогиба и возвышением Урала. Максимальные палеонапоры в течение цикла остаются приуроченными к восточным склонам Воронежской антеклизы, южным склонам Жигулевско-Оренбургского свода, Мелекесс-Радаевской и Верхнекамской впадинам. Значительные изменения динамики вод комплекса происходят в восточной половине бассейна в нижнепермскую эпоху.

Здесь одновременно с образованием Предуральского краевого прогиба и его интенсивным прогибанием формируется зона высоких пьезометрических напоров с приведенными отметками до 3000 м и более, обеспечившая возможность выноса седиментационных вод и нефтяных углеводородов с восточных окраин бассейна в его внутренние центральные районы. В первую очередь основные направления движения седиментационных вод охватывают Пермско-Башкирский свод и его склоны, Бирскую седловину, восточные и юго-восточные склоны Татарского свода. Тем самым эти районы в нижней перми получают существенное дополнительное питание седиментационными водами и нефтяными углеводородами, выносимыми из областей Предуральского прогиба. Не исключено, что в это время часть сформировавшихся в восточных районах нефтегазовых месторождений переформировывается, увлекается водами и

перемещается в западном направлении к благоприятным структурным и литологическим ловушкам западных склонов Пермско-Башкирского свода, Бирской седловины и восточным склонам Альметьевской и Белебей-Шкаповской вершин Татарского свода.

В очень выгодной, с точки зрения сбора и накопления нефтяных углеводородов, позиции в течение средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского цикла оказываются отложения средне-верхнедевонского комплекса восточных и южных склонов Белебей-Шкаповской вершины. Сюда продолжают мигрировать флюиды со стороны склонов Жигулевско-Пугачевского свода, в том числе поток, обходящий с востока палеопьезомаксимум Жигулевско-Самаркинских дислокаций и Серноводско-Абдуллинской впадины. Сюда же устремляются воды и нефтяные углеводороды, выжимаемые из Бузулукской впадины, а начиная с нижнепермской эпохи, со стороны погружающегося Предуральского прогиба. Не исключено также, что часть этих флюидов, минуя Белебей-Шкаповскую вершину, заканчивал свой путь на Альметьевской вершине, которая в эти эпохи почти сформировала свой современный структурный облик (Ю. М. Качалов, Г. П. Якобсон, 1970).

Интересно также отметить движение седиментационных вод со стороны Пермской и Башкирской вершин в сторону северных участков Бирской седловины, с последующим выходом их на северо-восточные склоны Альметьевской вершины. По пути этого потока в благоприятных палеогидродинамических (сравнительно незначительные перепады напоров) и геологических (наличие осложнений этих крупных по площади склонов более мелкими структурами) условиях также создается обстановка для формирования и накопления здесь нефтегазовых месторождений.

Воды и углеводороды, двигающиеся в сторону западных границ бассейна (сводовых частей Воронежской антеклизы, к Токмовской, Немской, Коми-Пермяцкой и Камской структурам), т. е. к зоне конечного разрушения и рассеивания углеводородов, в основной своей массе не сохраняются.

Итак, внутренний основной пьезоминимум Волго-Уральского бассейна, приуроченный к Альметьевской вершине Татарского свода, в течение средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского гидрогеологического цикла развития бассейна продолжает быть наиболее значительным сосредоточием движения седиментационных вод и нефтяных углеводородов в отложениях средне-верхнедевонского комплекса со стороны смежных южных и северных погруженных структур. Более того, в нижнепермскую эпоху он дополнительно притягивает к себе потоки воды и углеводороды, мигрирующие со стороны Предуральского прогиба, Пермско-Башкирского свода. На протяжении всех гидрогеологических циклов для отложений средне-верхнедевонского комплекса Альметьевской, а также Белебей-Шкаповской вершин сохраняется исключительно благоприятное для формирования и размещения здесь нефтегазовых скоплений сочетание геологических, гидродинамических и гидрогеохимических условий (рис. 28).

В течение описываемого элизионного этапа, как отмечалось выше, снижается интенсивность седиментационного водообмена в коллекторах средне-верхнедевонского водоносного комплекса. Максимальное количество отжатых седиментационных вод сформировалось в Радаевской и Верхнекамской впадинах и на юго-восточном склоне платформы ($6 \cdot 10^6$—$14 \cdot 10^6$ м^3/км^2). Несмотря на значительную амплитуду прогибания отдельных частей бассейна, общий объем отжатых вод (исключая Предуральский прогиб), составлял не более 15—25% от всего объема седи-

ментационных вод, что связано с сокращением отжатия вод по мере погружения глинистых осадков.

Зоны крупных разломов в районах сочленения положительных и отрицательных структур бассейна, например в районах Бузулукской впадины и Жигулевско-Оренбургского свода, Жигулевско-Самаркинской системы дислокаций, Мелекесс-Радаевской впадины и т. д., обусловливали относительно облегченную гидродинамическую связь средне-верхнедевонского водоносного комплекса со смежными комплексами. На некоторых их участках происходило подпитывание комплекса флюидами смежных отложений. На большинстве же участков, наоборот, флюиды разгружались в вышележащие отложения нижнекаменноугольных комплексов. Эти тектонические осложнения создавали на пути движения подземных вод в периоды элизионных этапов своеобразные гидрогеологические зоны напряженного гидродинамического и геохимического режима, где, вероятно, шел перехват вод данного комплекса, скрытая миграция вод в смежные водоносные комплексы. Именно к этим районам, своеобразным гидрогеологическим окнам, часто устремлялся поток нефтяных углеводородов и поблизости от них происходило в соответствующих структурных и литологических ловушках их накопление (в силу резких перепадов давлений). Эти зоны гидродинамической взаимосвязи комплекса со смежными комплексами фиксируются и на мезо-кайнозойском этапе его развития в виде локальных пьезометрических максимумов и минимумов (см. рис. 31).

В продолжение всего средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского элизионного этапа Казанско-Кировский проиб продолжает занимать обособленное положение по отношению к остальным районам Волго-Уральской области.

К концу средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского гидрогеологического цикла западная граница Волго-Уральского бассейна в основном сохраняет свое прежнее положение. Заметно изменяет местоположение восточная граница бассейна: она значительно перемещается на восток и прослеживается по крайним западным склонам формирующейся Уральской горно-складчатой системы. Предуральский прогиб с нижней перми являлся составной восточной частью усложнившегося по своей структуре Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. Южная граница бассейна к концу нижнепермского времени проходит в погруженной части Прикаспийской впадины.

После непродолжительного перерыва в осадконакоплении в конце нижнепермской эпохи наступает верхнепермский гидрогеологический цикл, в течение которого к Волго-Уральскому бассейну причленяется часть водонапорной системы Уральской горно-складчатой области.

Сравнительно незначительная длительность элизионного этапа данного цикла и большая глубина погружения пород средне-верхнедевонского комплекса определяют резкое снижение количества седиментационных вод, поступающих в коллекторы комплекса. С уменьшением элизионного водообмена в комплексе в нем ослабевали процессы нефтегазонакопления. Интенсивное поднятие Уральской горной системы в верхней перми обусловливает выход коллекторов средне-верхнедевонского комплекса на дневную поверхность и приводит к резкому изменению сложившихся в течение палеозойской эры гидродинамических и гидрохимических условий в восточных районах Волго-Уральского бассейна и вообще Русской платформы.

Размыв отложений комплекса на западных склонах Урала сначала активизирует движение подземных вод (за счет потенциальных энерге-

тических уровней бассейна, образовавшихся на элизионных этапах) со стороны Верхнекамской впадины, Бирской седловины, юго-восточного склона платформы и Бузулукской впадины в направлении Предуральского прогиба и Урала, где появляются значительные области разгрузки элизионных потоков. Однако эти процессы перемещения седиментационных вод и, очевидно, нефтяных углеводородов были непродолжительны в силу сравнительно быстрой разрядки пластовой энергии в условиях гидродинамической раскрытости пласта в краевых зонах бассейна, хотя они и могли вызвать переформирование месторождений. При этом следует подчеркнуть, что почти все основные благоприятные гидродинамические зоны формирования нефтегазовых месторождений бассейна — районы пьезометрических минимумов, образовавшиеся в предыдущие циклы, находились в его западной половине, т. е. относительно далеко от этого воздействия (рис. 27, 28). Последнее обстоятельство в общем имело немаловажное значение для сохранения месторождений с точки зрения возможного их гидродинамического «выноса» в Предуралье (переформирования).

В результате широкого внедрения инфильтрационных вод со стороны высокоприподнятых областей питания с напорами более 2000—3000 м угасает элизионный сток. Наступивший в верхнепермскую эпоху на значительной площади бассейна инфильтрационный этап верхнепермского гидрогеологического цикла — инфильтрационный водообмен за счет высоконапорных вод Урала — оказывает, очевидно, свое воздействие на формирование нефтегазовых месторождений, хотя и на короткое время, так как вскоре наступает общая интенсивная денудация Урала.

С образованием инфильтрационного водообмена могло происходить переформирование и разрушение нефтегазовых месторождений в восточных частях бассейна. В то же время могли создаваться условия дополнительного поступления отсюда углеводородов для переформирования месторождений. По-видимому, эти процессы происходили в Предуральском прогибе и в прилегающих к нему участках бассейна. В целом гидрогеологическое воздействие Уральских гор в верхней перми на формирование и разрушение нефтегазовых месторождений Волго-Уральского бассейна не имело решающего значения. Меридиональные региональные разломы на стыке Урала и Предуральского прогиба, располагаясь вкрест миграции вод и углеводородных соединений, значительно препятствовали их перемещению на платформу.

Очевидно также, что перенос рассеянных нефтяных углеводородов или сформировавшихся скоплений в пределах комплекса «свежими» инфильтрационными водами должен был бы отрицательно отразиться на свойствах нефтей с определенными их региональными изменениями на запад от Уральской складчатой области, чего в Волго-Уральском бассейне не наблюдается.

В заключение палеогидрогеологического анализа формирования нефтегазовых месторождений в средне-верхнедевонском комплексе рассмотрим проведенные нами совместно с Ю. М. Качаловым и И. П. Мясниковой расчеты возможного количества углеводородов, поступивших в коллекторы терригенного девона из отложений от эйфельских до кыновско-саргаевских включительно. Для этого в пределах развития изучаемых отложений Волго-Уральского бассейна было выделено пять характерных зон по следующим критериям: а) геохимические условия осадконакопления и захоронения органического вещества; б) содержание органического вещества в глинисто-карбонатных и глинисто-алевритовых породах; в) мощность глинисто-карбонатных пород (рис. 28, табл. 13, 14).

Таблица 13

Количество углеводородов, продуцированных отложениями терригенного девона Волго-Уральской нефтегазоносной области

Номера зон, подзон	Литологический состав отложений	Площадь зон, км²	Кыновско-саргаевские отложения				Живетско-пашийские отложения				Эйфельские отложения			
			средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание органического вещества, %	количество продуцируемых углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т	средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание органического вещества, %	количество продуцируемых углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т	средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание органического вещества, %	количество продуцируемых углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т
Ia	Глинисто-карбонатные и глинисто-алевритовые	47 100	30	3,53	0,35	0,25	46	Не определялись			2	Не определялись		
Iб	То же	58 600	20	2,93	0,35	0,21	22	Не определялись			—	—	—	—
II	»	46 200	35	4,04	0,35	0,28	53	6,47	0,33	0,42	3	Определялись вместе с живетско-пашийскими отложениями		
III	Глинисто-карбонатные	22 300	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
IV	Глинисто-алевритовые	22 300	50	2,79	0,36	0,20	38	2,19	1,17	0,51	—	—	—	—
	Глинисто-карбонатные	25 700	—	—	—	—	4	0,26	3,47	0,18	7	0,45	0,64	0,06
V (без подзон)	Глинисто-алевритовые	25 700	35	2,25	0,55	0,25	42	2,59	1,0	0,52	—	—	—	—
	Глинисто-карбонатные	53 000	—	—	—	—	14	1,86	1,33	0,50	12	1,59	1,6	0,51
Va	Глинисто-алевритовые	53 000	40	5,30	0,75	0,79	74	9,41	0,92	1,73	—	—	—	—
	Глинисто-карбонатные	16 200	—	—	—	—	10	0,94	2,67	0,22	—	—	—	—
Vб	Глинисто-алевритовые	16 200	136	5,51	2,37	2,61	69	2,68	0,98	0,53	—	—	—	—
	Глинисто-карбонатные	23 000	—	—	—	—	12	0,69	1,91	0,26	30	1,72	1,6	0,55
	Глинисто-алевритовые	23 000	30	1,72	0,75	0,26	67	3,70	0,92	0,68	—	—	—	—

Примечание. Для эйфельского яруса дается только мощность глинистых карбонатов, глинисто-алевритовые породы объединены с живетско-пашийскими отложениями.

Таблица 14

Количество углеводородов, эмигрировавших из отложений терригенного девона Волго-Уральской области

(рассчитанные по уравнению материального баланса С. Г. Неручева)

Номера зон, подзон	Литологический состав отложений	Площадь зон, км²	Кыновско-саргаевские отложения					Живетско-пашийские отложения					Эйфельские отложения				
			средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание $A_{хл}$, %	количество $A_{хл}$ в породе, $n \cdot 10^{9}$ т	количество эмигрирующих углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т	средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание $A_{хл}$, %	количество $A_{хл}$ в породе, $n \cdot 10^{9}$ т	количество эмигрирующих углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т	средняя мощность, м	вес породы, $n \cdot 10^{12}$ т	среднее содержание $A_{хл}$, %	количество $A_{хл}$, в породе, $n \cdot 10^{9}$ т	количество эмигрирующих углеводородов, $n \cdot 10^{9}$ т
Ia	Глинисто-карбонатные и глинисто-алевритовые	47 100	30	3,53	0,016	0,56	0,13	46	Не определялись				2	Не определялись			
Iб	То же	58 600	20	2,93	0,016	0,47	0,10	22	Не определялись				—	Не определялись			
II	»	46 200	35	4,04	0,016	0,65	0,15	53	6,47	0,014	0,91	0,20	3	Определялись вместе с живетско-пашийскими отложениями			
III	Глинисто-карбонатные	22 300		—	—	—	—	3					—	—	—	—	—
	Глинисто-алевритовые	22 300	50	2,79	0,016	0,45	0,10	38	2,19	0,031	0,68	0,15	—	—	—	—	—
IV	Глинисто-карбонатные	25 700		—	—	—	—	4	0,26	0,113	0,29	0,08	7	0,45	0,026	0,12	0,03
	Глинисто-алевритовые	25 700	35	2,25	0,056	1,26	0,28	42	2,59	0,028	0,72	0,17	—	—	—	—	—
V	Глинисто-карбонатные	53 000		—	—	—	—	14	1,86	0,112	2,08	0,54	12	1,59	0,090	1,43	0,38
(без подзон)	Глинисто-алевритовые	53 000		—	—	—	—	74	9,41	0,025	2,35	0,53	—	—	—	—	—
Va	Глинисто-карбонатные	16 200		—	—	—	—	10	0,41	0,112	0,46	0,12	—	—	—	—	—
	Глинисто-алевритовые	16 200	136	5,51	0,165	9,09	2,06	69	2,68	0,025	0,67	0,15	—	—	—	—	—
Vб	Глинисто-карбонатные	23 000		—	—	—	—	12	0,69	0,112	0,77	0,21	30	1,72	0,090	1,55	0,41
	Глинисто-алевритовые	23 000	30	1,72	0,020	0,34	0,08	67	3,70	0,025	0,92	0,21	—	—	—	—	—

Примечание. Для эйфельского яруса дается только мощность глинистых карбонатов, глинисто-алевритовые породы объединены с живетско-пашийскими отложениями.

В зонах на основе специально составленных карт устанавливались средневзвешенные по площади мощности эйфельско-живетско-пашийских и кыновско-саргаевских отложений и отдельно глинисто-карбонатных и глинисто-алевритовых пород в их составе, при этом глинистые карбонаты эйфельского яруса рассматривались отдельно. По типам пород выявлялось среднее содержание органического вещества, нейтрального битума А и выход углеводородов за всю историю развития Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна.

Количество углеводородов, формирующихся в терригенных отложениях девона, определялось двумя методами. При первом методе количество генерирующихся углеводородов принималось равным 2,0% от общего содержания органического вещества в глинисто-карбонатных и глинисто-алевритовых отложениях (оно вычислялось с учетом данных по среднему процентному содержанию органического вещества в породах и весу отложений — табл. 13).

Для представления о возможностях нефтегазообразования и масштабах миграции в отложениях девона использовался метод выяснения количества микронефти, эмигрировавшей из нефтематеринских свит (табл. 14), по уравнению материального баланса С. Г. Неручева (1962):

$$O = \frac{kO_{ост}}{1-k},$$

где $O_{ост}$ — количество остаточного нейтрального битума А в изучаемой толще; k — коэффициент эмиграции микронефти.

В Волго-Уральской провинции мы принимаем k равным 0,43 (по С. Г. Неручеву, И. К. Зерчанинову (1967), а также по нашим расчетам по изменению содержания масел в хлороформенном битуме $А_{хл}$ глинисто-алевритовых пород Татарии и Саратовского Поволжья).

Содержание углеводородов в нейтральном битуме А чаще колеблется от 20 до 40%. В расчетах оно принимается равным 30 и 35% соответственно для глинисто-алевритовых пород и глинистых карбонатов.

Анализируя табл. 13 и 14, в которых приведены результаты определений, можно сделать следующие выводы.

1. Количество углеводородов, поступивших в коллекторы терригенного девона, в несколько раз превышает существующие в девонских отложениях запасы по категориям $А+В+С_1+С_2$. Это свидетельствует о том, что нефтяные залежи терригенного девона могли образоваться за счет внутренних ресурсов без поступления углеводородов извне.

2. Терригенные отложения среднего и верхнего девона продуцировали нефтяные углеводороды на всей площади Волго-Уральского бассейна, однако условия их формирования в различных частях бассейна были неодинаковы. Наибольшие массы микронефти генерировались в пределах Мелекесс-Радаевской впадины, Жигулевско-Оренбургского свода и прибортовых частей Прикаспийской впадины. Максимальное количество их выносилось из кыновско-саргаевских отложений Мелекесс-Радаевской впадины. Гораздо меньше их генерировалось в пределах Верхнекамской впадины. Важно отметить, что в районах повышенной генерации углеводородов — в основных зонах нефтеобразования — формируются и значительные массы седиментационных вод.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Центральные области платформы. Изучение литологофациальных, геохимических и гидрохимических особенностей каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы позволило

целому ряду исследователей (П. Г. Суворов, 1957; Н. С. Ильина, Л. М. Елина, А. А. Рыжова, 1958; Н. С. Ильина, Д. Л. Фрухт, 1963; А. А. Рыжова и др., 1965; С. К. Нечитайло, 1960; Д. С. Халтурин, 1966) прийти к выводу о бесперспективности рассматриваемых отложений в отношении их нефтегазоносности.

Таблица 15

Палеонапоры седиментационных вод нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса Волго-Уральского бассейна

Площадь, номер скважины	Мощность отложений комплекса, м	Мощность перекрывающих отложений, м		Палеонапоры седиментационных вод, м	
		к концу нижнего карбона	к концу нижней перми	к концу нижнего карбона	к концу нижней перми
Мензелинская, 46	224	207	1022	511	2002
Елабуга, 23	172	248	903	574	1639
Мелекесс, 1	297	266	1050	598	2099
Бугровка, 8	93	206	1031	502	1841
Горький Овраг, 23	399	347	1230	704	2356
Долматово, 101	466	478	1742	1012	3315
Уваровская, 20	102	450	1586	967	3174
Арлан, 3	68	224	950	465	1682
Нурлат, 1	43	243	905	478	1421
Акташ, 22	12	239	805	472	1474
Муслюмово, 34	54	251	923	498	1522
Балтаево, 5	55	269	1120	612	1853
Белебей, 10	64	320	1160	678	1911
Бураево, 2	66	296	1184	456	1955
Орьебаш, 12	60	231	1060	481	1696

По А. А. Рыжовой и др. (1965), условия осадконакопления и характер тектонических движений на Русской платформе в каменноугольное время имели различный характер в центральной и восточной частях. Восточная и особенно юго-восточная части платформы характеризуются устойчивым погружением и накоплением осадков преимущественно в морском бассейне нормальной солености. В осадки поступало большое количество органического материала сапропелевого и гумусово-сапропелевого характера. В диагенезе преобладали восстановительные условия, благоприятные для сохранения и преобразования органического вещества в нефтяном направлении.

В центральных же районах платформы в каменноугольное время характерными были положительные тектонические движения. Накопление осадков проходило в условиях, связанных с близостью источников сноса (Балтийский щит, Воронежский кристаллический массив), преимущественно в шельфовой части мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Такие условия в начале и во второй половине этого времени часто сменялись лагунными с повышенной соленостью вод (в разрезе развиты доломиты, обогащенные сульфатами). В яснополянское время здесь существовали в основном прибрежно-морские условия, временами континентальные. Отлагались пески с прослоями алевритистых глин, шло также образование озерно-болотных и дельтовых осадков с накоплением растительного материала. С окского времени и до конца карбона

в центральных районах платформы накапливались преимущественно карбонатные отложения. Только верейское время характеризуется повсеместным развитием терригенных осадков.

Центральные области Русской платформы в течение каменноугольного периода испытывали частые подъемы, сопровождавшиеся перерывами и размывом отлагавшихся ранее осадков, что являлось неблагоприятным фактором для нефтегазообразования.

Неблагоприятными с этой точки зрения были также условия седиментации и диагенеза осадков карбона. Мелководное эпиконтинентальное море с нормальным газовым режимом и активной гидродинамической обстановкой отрицательно влияло на сохранение и накопление органического вещества в осадках, его преобразование в углеводороды.

По данным Э. Д. Гимпелевич, Н. М. Галактионовой, В. В. Ильинской (1958), Н. С. Ильиной (1963), каменноугольные отложения северо-восточной половины Московской синеклизы (Шарья, Любим, Солигалич, Балахониха, Лысково) бедны органическим веществом и битуминозными компонентами. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,01 до 0,3%, достигая в единичных случаях 0,9% (Солигалич). В юго-восточной части центральных областей Русской платформы (Мосолово, Пруды, Зубова Поляна и др.) содержание его значительно выше (0,79—4,88%). По данным люминесцентно-битуминологических исследований отложения всех трех отделов каменноугольной системы характеризуются главным образом нулевой битуминозностью (Любим, Солигалич, Балахониха, Лысково, Зубова Поляна, Порецкое, Мосолово, Пруды). Лишь в отдельных скважинах присутствует восстановленный битум А — до 0,02—0,05% (Солигалич, Шарья).

Таким образом, данные по истории геологического развития центральных районов Русской платформы в каменноугольное время, геохимические особенности отложений и значительная гидрологическая раскрытость свидетельствуют об их невысоких потенциальных возможностях в отношении нефтегазоносности. Поэтому детальный анализ палеогидрогеологических условий, нижнекаменноугольных отложений по центральным областям нами не проводился.

Восточные области платформы. Формирование нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса и его подземных вод в восточных областях протекало в сложной обстановке, сопровождалось неоднократной сменой геолого-геохимических условий осадконакопления. Большое влияние на формирование самого комплекса и подземных вод оказало развитие Камско-Кинельской системы прогибов, заполненных терригенной толщей мощностью до 300—450 м, тогда как на окружающих ее участках мощность комплекса не превышает 50—60 м. Это наложило существенный отпечаток на весь характер элизионного водообмена в коллекторах. Мощные пачки глинистых осадков в Камско-Кинельской впадине в последующие периоды служили основными источниками поступления седиментационных вод, а также, по-видимому, и нефтяных углеводородов.

Континентальный режим на большей части территории Урало-Поволжья в конце турнейского века сменился морским режимом с нормальной соленостью вод в начале нижнего визе. Отложение преимущественно глинистых илов (реже глинисто-известковистых и глинисто-доломитовых), богатых фауной, в елховское время проходило в бассейне с несколько пониженной и нормальной соленостью. Содержание хлора в породах малиновской толщи, по данным С. Я. Вайнбаума (1962), колеблется от 0,04 до 0,50%. Среднее содержание его в пределах Куйбышевской области 0,15%, в Татарии 0,30%.

Наибольшее опреснение малиновского бассейна приходится на радаевское время, когда накапливались глинисто-алевритовые породы. Терригенные осадки бобриковского и начала тульского времени накапливались в условиях прибрежных заболоченных равнин, временами заливаемых морем. Об этом свидетельствует высокое содержание в породах пиритного железа (до 2—3%), характерное для морских осадков, и большие колебания в содержании хлора — от 0,01 до 0,83%. Формирование карбонатно-глинистых и карбонатных отложений тульского времени проходило в нормальных морских условиях, что подтверждается содержанием хлора — 0,25—0,29% (Л. А. Гуляева, 1956; С. Я. Вайнбаум, 1962). Отношение $\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$, изменяющееся от 0,22 до 2,07 в отложениях всей терригенно-карбонатной толщи, свидетельствует о морском характере вод бассейна осадконакопления в течение яснополянского времени. В целом можно сказать, что морской режим с меняющейся в пространстве и во времени степенью солености вод существовал в течение всего периода осадконакопления нижнекаменноугольной терригенной толщи.

Все литологические типы пород рассматриваемого комплекса богаты пиритом. Содержание пиритного железа в глинисто-алевритовых породах Куйбышевской, Пермской областей и Татарии обычно выше 2%. В составе подвижного железа в малиновских отложениях Камско-Кинельской впадины и на Альметьевской вершине Татарского свода $Fe_{пир}$ чаще составляет 42—87%, в породах бобриковского горизонта обычно более 80%, в тульском горизонте до 67,7—78%.

Рассмотренный состав аутигенных минералов железа свидетельствует о преобладании в нижнекаменноугольный гидрогеологический цикл развития Волго-Уральского бассейна восстановительных и резко восстановительных условий преобразования органического вещества в осадках и формирования состава пластовых вод, т. е. обстановки, наиболее благоприятной для нефтегазообразования.

Устойчивая трансгрессия морского бассейна наступает в тульское время. С отложением тульских глинисто-карбонатных водоупорных осадков, обусловивших образование покрышки нижнекаменноугольного комплекса, режим элизионного водообмена в нем приобретает закрытый гидродинамический характер. Однако степень этой закрытости уступает средне-верхнедевонскому водоносному комплексу. Изменение глинистости известняков, развитие в последующие периоды трещиноватых зон и карста приводило к разрыву сплошности тульской покрышки на отдельных участках, особенно в приподнятых западных и некоторых центральных районах Волго-Уральского бассейна.

Рассматриваемый комплекс в нижнем карбоне погружается в Волго-Уральском бассейне на сравнительно небольшую глубину, тем не менее уже к концу нижнекаменноугольного элизионного этапа (намюрский век) в нем складываются основные черты динамики элизионного водообмена, проявляющиеся вплоть до конца нижнепермского времени.

Палеогидродинамическая обстановка нижнекаменноугольного комплекса (табл. 15) показывает, что максимальные приведенные напоры в нем приурочивались на элизионном этапе, в общем, к наиболее погруженным районам бассейна (южные склоны Жигулевско-Пугачевского свода, юго-восточные склоны платформы, Камско-Кинельская система прогибов, склоны Пермско-Башкирского свода).

Области основных пьезометрических минимумов располагались на

северо-восточных склонах Воронежской антеклизы, в приподнятых частях Токмовского свода и северной вершины Татарского сводов, на Коми-Пермяцком своде. Так же как и в средне-верхнедевонском комплексе, миграция вод и, возможно, нефтяных углеводородов осуществлялась в региональном плане из районов внутренних пьезометрических максимумов в сторону основных зон пьезоминимумов. Однако в нижнекаменноугольном комплексе эта общая направленность движения осложняется не только существованием громадного по территории внутреннего пьезоминимума Альметьевской вершины, но и пересечением всего бассейна зоной повышенных величин палеопьезометров Камско-Кинельской впадины.

В пределах Камско-Кинельской системы прогибов создается область повышенных напоров, определяющая как характер самого водообмена, так и границы развития бассейна по нижнекаменноугольным отложениям. Водораздел, совпадающий с осевой линией Камско-Кинельской впадины, обосабливает внутренние районы Волго-Уральской области в самостоятельную гидродинамическую систему нижнекаменноугольного комплекса. Вдоль этой впадины наибольшее напряжение система комплекса испытывает в пределах Жигулевско-Оренбургского свода и Бузулукской впадины, где приведенные напоры увеличивались до 1320—1480 *м*, а их перепад относительно Альметьевской вершины равнялся 1000 м. Движение седиментационных вод из этих районов шло по двум направлениям: на север, к Татарскому своду, и на юг, к Жигулевско-Оренбургскому своду. Движению вод далее на юг препятствовала область повышенных напоров в прибортовой зоне Прикаспийской впадины.

В других зонах повышенных напоров нижнекаменноугольного комплекса, расположенных в Камско-Кинельской впадине, в пределах Мелекесской депрессии и Бирской седловины, потенциальная пластовая энергия была меньше, пьезометрические максимумы ниже. Разница в напорах этих зон по сравнению с районами Татарского свода не превышала 500—700 м. Тем не менее их влияние на гидрогеологическую обстановку было не меньше, чем со стороны южной ветви Камско-Кинельской системы прогибов. Это объясняется прежде всего значительными объемами генерировавшихся здесь седиментационных вод, а также близостью депрессионных зон седиментационного потока. К концу нижнекаменноугольного этапа в комплексе выделяется пьезометрическая депрессия в пределах Альметьевской вершины Татарского свода, а также в северо-восточной части Бирской седловины и на юго-западных склонах Пермско-Башкирского свода. Обрамление ее участками повышенных напоров — пьезометрическими максимумами — способствовало образованию гидродинамической обстановки для подтока к депрессиям седиментационных вод и нефтяных углеводородов с захватом последних располагающимися здесь структурными и литологическими ловушками.

Явно выраженная направленность движения седиментационных вод и, очевидно, нефтяных углеводородов наблюдается также со стороны южных склонов Жигулевско-Пугачевского свода и восточных окраин Мелекесс-Радаевской впадины к северо-восточным склонам указанного свода и далее к западным склонам Токмовского свода. Значительное поступление седиментационных вод шло со стороны северо-восточных частей Камско-Кинельской впадины в направлении к восточным бортам Верхнекамской впадины, юго-восточным бортам Коми-Пермяцкого свода и восточным склонам северной вершины Татарского свода.

Положение крупных пьезометрических минимумов нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса во внутренних частях бас-

сейна уже в начальный период его развития определяло важную необходимую сторону процессов нефтеобразования и особенно нефтенакопления (исключительно благоприятные гидродинамические и гидрогеохимические обстановки). Исходя из этого, уже с добашкирским веком можно связывать начальную стадию активного формирования скоплений нефтяных углеводородов.

Содержание органического вещества во всех литологических разностях пород терригенной толщи нижнего карбона в Волго-Уральском бассейне превышает кларковые значения. По данным К. Ф. Родионовой и О. П. Четвериковой (1962), Л. А. Гуляевой (1956), С. Я. Вайнбаума (1962), наиболее богаты органическим веществом породы бобриковского горизонта; содержание его колеблется от 0,83 до 36% (в углистых разностях). К. Ф. Родионовой установлен преимущественно гумусовый характер исходного органического материала. Среднее содержание хлороформенного битума $А_{хл}$ в породах Пермского Прикамья и Татарии составляет 0,03—0,07%, в южной части прогибов Камско-Кинельской системы (Куйбышевско-Оренбургском Заволжье), чаще превышает 0,10. В случае близких значений содержаний органического вещества количество $А_{хл}$ в породах Среднего Поволжья обычно в 1,5 раза выше по сравнению с Татарией и Пермской областью. Степень его битуминизации также выше. Среднее содержание углеводородов в органическом веществе 0,75%.

Эти данные свидетельствуют о более благоприятных условиях для преобразования органического вещества и генерации углеводородов в южной части Волго-Уральского бассейна (в осадки его здесь поступало значительно больше, частично сапропелевого и смешанного сапропелево-гумусового характера). Согласно К. Ф. Родионовой, обогащенные органическим веществом породы бобриковского горизонта могли генерировать большие количества углеводородов, особенно в южных районах Урало-Поволжья.

С точки зрения условий формирования нефтематеринских свит как фациальных, так и геохимических (преимущественно сапропелевый, по данным О. П. Четвериковой и К. Ф. Родионовой (1968), характер исходного органического материала, восстановительные и резко восстановительные обстановки) наибольший интерес в рассматриваемом комплексе представляют карбонатно-глинистые породы елховского и тульского горизонтов. Количество органического вещества в них высокое: от 0,85 до 4% и от 0,66 до 26,5% соответственно, составляя в среднем в породах елховского горизонта 1,6—2,0%, в известковистых глинах и аргиллитах тульских 0,77%. Максимальное содержание $А_{хл}$ (до 0,29—0,324%) наблюдается в разностях, обогащенных органическим веществом. Степень битуминизации органического вещества высокая — в среднем 2,7—3,4%. Углеводороды в органическом веществе карбонатно-глинистых пород составляют, по данным К. Ф. Родионовой, от 1 до 4%.

Таким образом, процессы битуминизации органического вещества и генерации углеводородов с одинаковой интенсивностью протекали в породах рассматриваемых горизонтов. В то же время содержание углеводородов в органическом веществе карбонатно-глинистых пород северных районов (Пермская область, Удмуртия) значительно ниже по сравнению с южной частью системы Камско-Кинельских прогибов: соответственно 1—2,5 и 2,0—3,9%. Еще большее различие отмечается для терригенных пород радаевского и тульского горизонтов: содержание углеводородов в балансе органического вещества северных районов в 2—4 раза ниже по сравнению с южными (соответственно 0,1—0,5 и 0,4—1,0%), присутствуют гуминовые кислоты. Такое изменение углеводород-

ного коэффициента по площади бассейна, более высокое содержание метаново-нафтеновой фракции углеводородов в органическом веществе южных районов обусловлено составом исходного органического материала: поступлением в осадки гумусового органического вещества в больших количествах и более окисленного (фюзенизированного) в северных районах, расположенных ближе к материковой суше. Это обстоятельство позволяет нам более высоко оценить масштабы нефтеобразования в терригенном комплексе нижнего карбона южной части системы Камско-Кинельских прогибов.

Из всего рассмотренного материала по геохимическим условиям осадкообразования, содержанию и составу органического вещества, количеству углеводородов в его балансе можно сделать вывод, что все породы терригенной толщи нижнего карбона продуцировали углеводороды, но количество и состав их были различными. В терригенных породах радаевского и бобриковского горизонтов преобладало образование нафтеново-ароматических, а в глинисто-карбонатных елховского и тульского — метаново-нафтеновых углеводородов. В связи с огромными запасами органического вещества в терригенной толще, благоприятными геологическими и гидрогеологическими условиями в последующие этапы развития Волго-Уральской области количество продуцированных и сконцентрированных в залежи углеводородов было значительным. Особенно большие объемы их, как и седиментационных вод, поступали из южных районов Камско-Кинельской системы прогибов.

На следующем, средне-верхнекаменноугольном — нижнепермском, элизионном этапе в целом гидродинамические условия оставались унаследованными от предыдущего гидрогеологического цикла. Еще резче обособляются зоны создания напора и пониженных уровней потенциальной энергии водонапорной системы нижнекаменноугольного комплекса. Следовательно, можно говорить о большой длительности в нем благоприятных условий нефтенакопления в центральных районах Волго-Уральского бассейна.

В течение средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского элизионного этапа, как отмечалось выше, Волго-Уральский бассейн повсеместно испытывал устойчивое компенсированное погружение, сопровождавшееся образованием преимущественно карбонатных осадков, а также соленосных в нижнепермское время.

Как и на предыдущем этапе, главные потоки вод фиксируются в направлении Альметьевской вершины Татарского свода и северной части Бирской седловины (рис. 29, табл. 15). Наряду с Камско-Кинельской системой прогибов усиливается напряженное состояние водонапорной системы комплекса на южных склонах Жигулевско-Оренбургского свода и на юго- восточных склонах платформы: величины напоров вод достигают 4000 м и более. В средне-верхнекаменноугольном гидрогеологическом цикле воздействие куполов пьезометрических максимумов Камско-Кинельской впадины уменьшается и к концу нижнепермского времени распространяется лишь на районы Татарского свода, западные склоны Пермско-Башкирского и северные склоны Жигулевско-Оренбургского сводов. При этом Камско-Кинельская впадина продолжает быть основным поставщиком в районы этих структур седиментационных вод и нефтяных углеводородов.

В течение средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского этапа развития Волго-Уральского бассейна увеличивается замкнутость зон минимальных напоров седиментационного потока (рис. 29), проявлявшаяся и на предыдущем этапе. Таким образом, можно сделать вывод о значительной длительности во внутренних зонах Волго-Уральского бас-

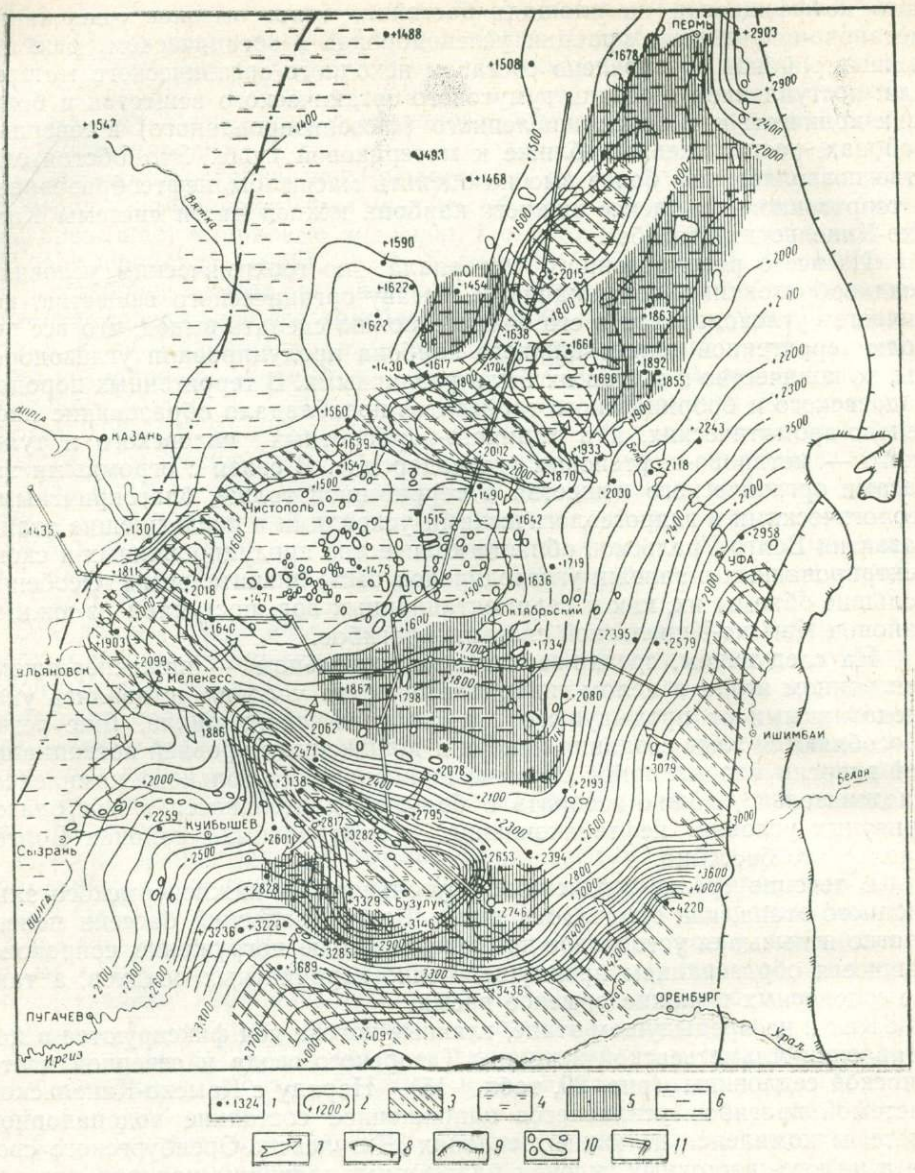


Рис. 29. Карта палеогидрогеологической обстановки нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса Волго-Уральской нефтегазоносной области на средне-верхнекаменноугольном—нижнепермском элизионном этапе.

Составили Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов.

1 — расчетная буровая скважина, цифры — величина условного приведенного напора (УПН) к концу элизионного этапа, м; *2* — изолинии напоров; *3* — главные области создания напоров на элизионных этапах; *4* — главные области седиментационного питания бассейна и максимально возможного отжатия и выноса углеводородных соединений; *5* — зоны, наиболее перспективные для поисков нефтегазовых месторождений; *6* — зоны минимальных внутренних напоров бассейна, перспективные на нефтегазовые месторождения, вдоль западной границы бассейна (штрих-пунктирная линия) бесперспективные и малоперспективные; *7* — основные направления миграции седиментационных вод и углеводородных соединений; *8* — граница Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины (современное положение); *9* — граница складчатого Урала (современное положение); *10* — нефтяные и нефтегазовые месторождения в нижнем карбоне; *11* — линии палеогидрогеологических профилей.

сейна палеогидродинамических условий, благоприятных для нефтенакопления в терригенных отложениях нижнего карбона (т. е. с конца нижнекаменноугольного времени). Однако необходимо учитывать также и то, что процессы нефтеобразования, очевидно, не могли протекать в больших масштабах при незначительном погружении нефтематеринских свит. Именно поэтому с концом нижнекаменноугольного этапа нельзя связывать основное время формирования скоплений нефти в нижнекаменноугольном комплексе, особенно в северной половине бассейна, несмотря на создание благоприятных обстановок нефтенакопления. Лишь к концу нижнепермского времени в бассейне почти повсеместно создается обстановка, способствующая нефтеобразованию.

В пределах обширной зоны минимальных напоров в центральных районах Урало-Поволжья условия нефтенакопления не были одинаковыми. Наиболее благоприятны они были в зоне современных Арланских нефтяных залежей. К концу нижнепермского времени область минимальных напоров здесь не соответствовала современным границам месторождений, что говорит о возможности процессов переформирования структурного плана отложений нижнего карбона в верхнепермское и мезо-кайнозойское время. Основные же масштабы нефтенакопления в Арланском районе Бирской седловины следует связывать со средне-верхнекаменноугольным — нижнепермским элизионным этапом и его завершающими периодами, когда создавались и существовали условия, максимально благоприятные в этом отношении (Ю. М. Качалов, 1971).

Не совсем удовлетворительная обстановка нефтенакопления складывалась на Альметьевской вершине Татарского свода. Несмотря на то, что сюда устремлялась значительная масса нефтегазовых флюидов, резкая фациальная изменчивость отложений, невыдержанность коллекторов по простиранию, отсутствие значительных ловушек предопределили здесь формирование сравнительно мелких скоплений нефти.

Белебей-Шкаповская вершина Татарского свода и ее южные склоны, располагающиеся между пьезометрическими максимумами Жигулевско-Оренбургского свода и юго-восточных склонов платформы (рис. 29), с одной стороны, и областью минимумов Альметьевской вершины, с другой, — находились в благоприятной для накопления нефтяных углеводородов палеогидродинамической обстановке, что фиксируется резкой разреженностью палеоизопьез в этих районах. При наличии флексурного залегания слоев и локальных структур в этом районе Волго-Уральского бассейна создаются очень хорошие условия для перехвата в ловушках нефтяных углеводородов, мигрирующих из южных участков Камско-Кинельской впадины и прибортовых частей Прикаспийской впадины.

Исходя из всего сказанного, можно считать, что средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский элизионный этап являлся фазой максимального нефтегазонакопления, в том числе и для нижнекаменноугольного комплекса. Верхнепермский этап, по-видимому, не имел большого влияния на процессы нефтеобразования в силу незначительного прогибания на большей части территории Волго-Уральского бассейна, за исключением его южных и юго-восточных частей.

В мезо-кайнозойское время, когда в пределах бассейна начинает формироваться современная гидрогеологическая обстановка, в палеозойских отложениях преобладают процессы переформирования и разрушения залежей углеводородов. Как и в девоне, глубокое проникновение инфильтрационных вод, особенно со стороны Урала, обусловило почти полную смену ими седиментационных вод. При этом важно отметить более интенсивную динамику инфильтрационного водообмена именно в

нижнекаменноугольном комплексе, учитывая меньшую гидродинамическую закрытость коллекторов нижнего карбона по сравнению с терригенными отложениями средне-верхнедевонского комплекса.

Основное влияние на формирование нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса, его вод и углеводородов оказало развитие Камско-Кинельской системы прогибов. Мощные глинистые осадки являлись основными источниками поступления в коллекторы седиментационных вод, а также нефтяных углеводородов.

Для терригенных отложений нижнего карбона детальных расчетов массы углеводородов, поступивших в коллекторы, не проводилось. Здесь мы приводим лишь ориентировочные подсчеты общего и эмигрировавшего количества микронефти, связанной своим происхождением главным образом с глинисто-алевритовыми и глинисто-карбонатными породами Камско-Кинельской системы прогибов. Принимая, по данным С. Я. Вайнбаума (1962), К. Ф. Родионовой (1967, 1968) и других, среднее содержание органического вещества и нейтрального битума А в отложениях терригенной толщи нижнего карбона соответственно равным 2,5 и 0,06%, определяем общее количество углеводородов, продуцируемых Камско-Кинельской впадиной, и количество эмигрировавшей микронефти. При площади Камско-Кинельской системы прогибов около 38 600 км^2 и средней мощности нефтепроизводящих пород 200 м эти величины оцениваются соответственно в $9{,}65 \cdot 10^9$ и $3{,}06 \cdot 10^9$ т.

Палеогидрогеологический анализ был проведен в первую очередь для наиболее широко распространенных палеозойских комплексов отложений северо-западных, центральных и восточных областей Русской платформы, обладавших значительным водообменом седиментационных вод. В комплексах, залегающих над нижнекаменноугольными, т. е. в среднекаменноугольном и средне-верхнекаменноугольном — нижнепермском — фиксируется гораздо меньшая продолжительность и интенсивность элизионных водообменов (эти отложения отличаются также на значительной территории гидродинамической раскрытостью) в связи с чем проявление здесь палеогидрогеологических факторов нефтегазонакопления менее характерно.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВОДОНОСНО-ВОДОУПОРНЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения башкирского яруса представлены в основном карбонатными породами, среди которых преобладают известняки. Геологически непостоянные условия формирования осадков приводили к частым перерывам и размывам. В ряде районов платформы возникали прибрежно-морские, возможно континентальные условия осадконакопления. Геохимическая обстановка в период седиментогенеза характеризуется как окислительная и субокислительная. В стадии диагенеза она сменялась преимущественно слабовосстановительной или нейтральной. Локальное развитие имели восстановительные фации.

В связи со значительной гидрогеологической раскрытостью отложений среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса в центральных областях Русской платформы (т. е. полной его бесперспективностью в отношении нефтегазоносности) нами рассматриваются лишь палеогидрогеологические условия ее восточных областей.

Содержание органического вещества в породах среднего карбона в восточных областях значительно ниже, чем в нижнекаменноугольных отложениях и не превышает 1,5—2%. Для башкирских отложений Сред-

него Поволжья, Западной Башкирии, северо-восточной Татарии, Пермского Прикамья характерны малые содержания органического вещества: $C_{орг}$ от 0,5 до 1% в отдельных районах.

Среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс на территории Волго-Урала формировался в различных геолого-геохимических обстановках, создававшихся непосредственно после регионального перерыва в осадконакоплении в конце башкирского века. В позднем башкире морской бассейн существовал лишь в крайних юго-восточных и восточных районах Волго-Уральской области. Отсюда же шло развитие последующей верейской трансгрессии, постепенно занявшей всю территорию области. Соответственно с востока и юго-востока на запад и северо-запад сменяются условия формирования пород, а также подземных вод среднекаменноугольного комплекса.

Если на востоке области развивался унаследованный от башкирского века мелководный морской бассейн нормальной солености и отлагались преимущественно карбонатные осадки, то на западе преобладали условия мелководного опресненного бассейна. В западном направлении по мере развития трансгрессии увеличивается количество терригенного материала в верейском горизонте. Максимальные мощности отложений среднекаменноугольного комплекса (до 90—100 м) фиксируются в восточных и особенно в южных районах территории, отражая тенденцию наибольшего прогибания морского бассейна в верейское время. Эта тенденция определила и гидродинамическое развитие комплекса на элизионных этапах развития Волго-Уральского бассейна.

В его южных и восточных частях к концу средне-верхнекаменноугольного — нижнепермского элизионного этапа создаются области повышенных напоров, откуда седиментационные воды устремлялись к центральным областям бассейна в сторону Татарского свода. В пределах последнего существовала обширная зона разгрузки этих вод в вышележащие комплексы, причем более облегченной, чем в нижнекаменноугольных комплексах отложений. Это отражается и на современных гидродинамических и гидрохимических картах Волго-Уральской области по среднему карбону, на которых в центральных районах Альметьевской вершины Татарского свода фиксируется глубокое проникновение в отложения комплекса поверхностных слабо метаморфизованных вод, что свидетельствует о возможности здесь обратно направленного процесса — разгрузки седиментационных вод на элизионных этапах.

Интенсивность элизионного водообмена в коллекторах среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса была низкой. Это объясняется ограниченным поступлением седиментационных вод. К концу нижнепермского времени объем отжатых вод в наиболее прогнутых участках не превышал 8—10 $м^3/м^2$, а на Татарском своде — 2—4 $м^3/м^2$. Общее количество отжатых вод для всего Волго-Уральского бассейна оценивается в 150—200 $км^3$, что в 3—4 раза меньше, чем в средне-верхнедевонском водоносном комплексе только в пределах одной Радаевской впадины.

Вместе с уменьшением интенсивности элизионного водообмена снижаются и возможности формирования и накопления нефтегазовых флюидов за счет процессов нефтеобразования в самих отложениях среднего карбона (при прочих равных геолого-геохимических условиях). В связи с этим более заметная роль в формировании здесь месторождений принадлежит, по-видимому, процессам поступления нефтяных углеводородов из нижележащих отложений. В известняках и доломитах среднека-

менноугольного комплекса обнаруживается очень мало следов миграции нефти в виде заполнения остаточным битумом тектонических трещин, пористых и кавернозных участков. Повышенные концентрации хлороформенного битума А, по элементарному составу сходного с составом нефти и приуроченного к разрезам с нефтепроявлениями, имеют вторичный характер. По мнению многих исследователей (Н. П. Егоровой, С. Я. Вайнбаум, К. Ф. Родионовой и др.), процессы нефтеобразования в отложениях среднего карбона самостоятельного значения не имели, и основным фактором формирования залежей является вертикальная миграция из нижележащих отложений.

При определении перспектив поисков нефти и газа в среднекаменноугольном комплексе по гидрогеологическим и палеогидрогеологическим показателям необходимо учитывать два фактора. Это, во-первых, масштабы и направления латеральной и вертикальной миграции газонефтяных флюидов, которые в общем случае совпадают с масштабами и направлениями перемещения элизионного потока, и, во-вторых, условия сохранения уже сформировавшихся нефтяных скоплений в процессе инфильтрационного водообмена.

Вполне благоприятная палеогидрогеологическая обстановка нефтенакопления в среднекаменноугольном комплексе на элизионных этапах развития Волго-Уральского бассейна в девоне и нижнем карбоне складывалась в его центральных районах, на Альметьевской вершине Татарского свода и ее склонах, где к концу нижне-пермского времени напоры седиментационных вод среднего карбона были минимальными, т. е. существовал гидродинамически замкнутый пьезоминимум. Вместе с тем с начала мезозоя — в периоды господства инфильтрационных режимов — здесь создавались исключительно неблагоприятные условия для сохранения залежей. В связи с этим обнаруживаемые здесь скопления нефти (Шугуровская, Аксубаевская, Ромашкинская залежи) являются остаточными, а перспектива открытия новых месторождений невелика.

Палеогидрологическая обстановка в среднекаменноугольном комплексе в отношении нефтенакопления повышается отсюда в южном направлении по мере погружения его отложений. Исходя из палеогидродинамических предпосылок, к наиболее благоприятным районам в этом аспекте принадлежат районы Жигулевско-Оренбургского свода и его северных склонов, Серноводско-Абдуллинского прогиба и южных склонов Белебеевской вершины Татарского свода, западные склоны Пермско-Башкирского свода, восточные борта Верхнекамской впадины и Бирская седловина.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ — НИЖНЕПЕРМСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения комплекса в течение ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского веков формировались в морских условиях при постепенном обмелении и сокращении морского бассейна.

В наиболее прогнутых восточных районах Волго-Уральской области в кунгуре накапливается до 1200—1400 м соленосных осадков, образующих надежный водоупор. Одновременно в западных районах области (Татарский и Токмовский своды) создаются условия для проникновения инфильтрационных вод, которые однако не могли продвигаться на большие расстояния в силу значительной пенепленизации суши (области питания).

Устойчивое и интенсивное прогибание восточных и юго-восточных районов Волго-Уральского бассейна обусловливало создание обширных

зон высоких энергетических уровней элизионной водонапорной системы. Вместе с тем резко ограниченное поступление седиментационных вод благодаря быстрой литификации карбонатных и соленосных пород создавало условия для весьма вялого седиментационного водообмена. Миграция нефтегазовых флюидов была направлена со стороны восточных и юго-восточных окраин бассейна к его центральным и северо-западным частям, где были исключительно неблагоприятные условия для сохранения залежей, причем эти условия распространялись на значительно большую территорию, чем в среднем карбоне. Несравненно более благоприятные палеогидрогеологические условия существовали на участках распространения коллекторов нижнепермских отложений в пределах Жигулевско-Оренбургского свода, Бузулукской впадины и Предуральского прогиба, где коллекторы были гидродинамически закрыты соленосными водоупорными осадками.

Анализ палеогидрогеологических материалов, прежде всего палеогидродинамических карт, показывает, что на элизионных этапах развития бассейна район Соль-Илецкого выступа фундамента (где формировалось Оренбургское газоконденсатное месторождение) длительное время располагался на основных путях перемещения значительных масс седиментационных вод, формировавшихся в Бузулукской впадине, бортовой зоне Прикаспийской впадины, а также в южной части Предуральского краевого прогиба. В районах указанных структур, которые являются наиболее прогнутыми участками территории Урало-Поволжья, в отмеченные периоды создавались зоны максимальных напоров и главные области питания бассейна, которые можно рассматривать так же, как основные области генерации и выноса углеводородов.

Занимая приподнятое структурное положение, Соль-Илецкий выступ на элизионных этапах в течение палеозойского времени (карбон—пермь) служил пьезометрическим минимумом, к которому устремлялись седиментационные флюиды с большой водосборной площади. Таким образом, район Соль-Илецкого выступа в то время представлял собой территорию, по палеогидрогеологическим условиям наиболее благоприятную для нефтегазонакопления в южных областях Волго-Уральского бассейна. Разгрузка седиментационных вод и, очевидно, вертикальная миграция углеводородов осуществлялись по системе разломов в пределах наиболее приподнятых структур, где палеонапоры элизионного потока были минимальными. Падение градиентов напора в очагах разгрузки, сопровождавшееся изменением геотермических условий, способствовало выделению углеводородов в свободную фазу и наиболее интенсивному концентрированию их непосредственно ниже кунгурской толщи солей, являющейся надежной региональной покрышкой. Это обстоятельство, очевидно, явилось одной из главных предпосылок для формирования здесь указанных нефтегазовых скоплений.

Таким образом, благоприятные палеогидрогеологические условия для формирования и сохранения нефтегазовых месторождений в средне-верхнекаменноугольном — нижнепермском комплексе находились в районах Жигулевско-Оренбургского свода, Бузулукской впадины и Предуральского прогиба.

* *
*

На распределение нефтегазовых месторождений и перспективность отдельных районов Русской платформы в допалеозое и палеозое большое воздействие оказал характер гидрогеологического развития и

строения ее водонапорных бассейнов. Исходя из анализа палеогидрогеологических условий в центре и на востоке платформы, распространения покрышек, гидродинамически закрытых зон, режима элизионных и инфильтрационных водообменов, путей главного перемещения седиментационных вод и углеводородов в отдельные гидрогеологические циклы и расположения по этим трассам в комплексах участков с минимальными палеопьезометрами, а также учета геохимической обстановки и преобразования органического вещества в пределах Среднерусского и Волго-Уральского водонапорных бассейнов выделяются следующие перспективные нефтегазоносные участки.

Для всех комплексов Среднерусского бассейна характерно расположение перспективных участков главным образом в центральной и северовосточной частях Московской впадины. При определении перспективности его территории по палеогидрогеологическим показателям мы выделяем две категории перспективных районов — наиболее перспективные и перспективные. В первых создавались более благоприятные геохимические и палеогидродинамические условия для накопления углеводородов.

В рифейско-вендско-нижнекембрийском водоносном комплексе возможность обнаружения нефтегазовых залежей связывается с двумя наиболее перспективными районами по вендским отложениям. Первый приурочен к северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоне поднятий, где в районе Чухломы в течение всего палеозоя располагался пьезометрический минимум, устойчивое развитие которого способствовало захвату здесь в ловушки значительных количеств мигрирующих углеводородов. Второй район располагается в центральной части Московской впадины (район Рыбинска, Переславль-Залесского, Максатихи (см. рис. 21, 22), в области регионального развития относительно богатых органическим веществом редкинских осадков. Сосредоточенный поток отжимаемых седиментационных вод, двигавшийся в сторону Нелидово-Торжокского свода, способствовал выносу значительного количества углеводородов.

По вендско-кембрийским и рифейским частям разреза комплекса выделяется ряд перспективных участков в пределах восточной части Гжатско-Московской зоны поднятий, обрамляющей с севера Московский грабенообразный прогиб, и на северных склонах Валдайского прогиба. На первом участке длительное время встречались два мощных элизионных потока, возможно переносящих значительные массы углеводородов с юга, со стороны Московского прогиба, и с северо-востока, со стороны основных зон создания напора и водного питания Среднерусского бассейна. Рекомендуются как перспективные и участки в северо-восточной области бассейна, приуроченные к Вологодской зоне прогибов и Сухонской зоне поднятий, западной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий и Галичскому прогибу, а также частично и Решминско-Шарьинской зоне поднятий и другим (см. рис. 22).

В среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе наиболее перспективные районы относятся к северной части Московской синеклизы (районы Вологды, Пошехонья, Пестово см. рис. 24, 25), к северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоне поднятий и склонам Галичского прогиба.

В категорию перспективных земель включаются центральная часть Московской синеклизы, охватывающая кроме районов Рыбинска, Максатихи также территории Солигаличского прогиба, частично Рыбинско-Чухломской зоны поднятий, Галичского прогиба. К этой категории от-

носятся также юго-восточные районы синеклизы от Рязани и Владимира на востоке до среднего течения Оки на западе (см. рис. 21, 24, 25).

В средне-верхнедевонском водоносном комплексе на территории Среднерусского бассейна выделяются перспективные нефтегазоносные районы в северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба, на западных и северо-западных погруженных склонах Токмовского свода (на участках Рязани, Владимира, Горького), а также в восточной части Московской синеклизы (см. рис. 28).

В Волго-Уральском нефтегазоносном бассейне в отложениях самого древнего рифейско-вендско-нижнекембрийского (бавлинского водоносного комплекса перспективы поисков нефтегазовых месторождений связываются с ласвинскими отложениями в районах западного борта Верхнекамской впадины, прилегающих к ее осевым частям и с серафимовской толщей бортов Серноводско-Абдуллинской впадины (см. рис. 22).

Перспективы поисков месторождений в среднекембрийско-среднедевонском водоносном комплексе в Волго-Уральском бассейне связываются с районами максимального развития эйфельских осадков на юго-восточном моноклинальном склоне платформы и в северной части Пермско-Башкирского свода — в районах Пермского Прикамья.

В Волго-Уральском бассейне по отложениям девона высоко перспективные участки выделяются (см. рис. 28) на северо-восточных склонах Альметьевской вершины Татарского свода (непосредственно западнее Кызылкючской структуры, отделяющей свод от Бирской седловины, и на северо-восточном продолжении Туймазинско-Домосейкинского вала), на западных ее склонах и восточном борту Мелекесской впадины (районы Аксубаевского, Енорускинского и Черемшанского валовых поднятий и примыкающие к ним территории), в Бирской седловине в пределах Базинского, Чекмагушского и Карабаевского валов, на западных склонах Пермско-Башкирского свода, а также на западных склонах Немской и Кукморской вершин Татарского свода (Г. П. Якобсон, Ю. М. Качалов, 1970).

В терригенных отложениях нижнего карбона наиболее перспективными являются Белебеевская вершина Татарского свода и западные склоны Пермско-Башкирского свода вплоть до Краснокамско-Полазненского валового поднятия (рис. 29). Заслуживают внимания перспективные участки, выделенные в северо-восточной части Нижнекамской системы линейных дислокаций и на Жигулевско-Оренбургском своде вдоль южных бортов Муханово-Ероховского прогиба Камско-Кинельской впадины.

Перспективы среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса, исходя из палеогидрогеологических предпосылок, связываются с районами Жигулевско-Оренбургского свода (особенно с его северными склонами), Серноводско-Абдуллинским прогибом и южными склонами Белебеевской вершины Татарского свода, а также с западными склонами Пермско-Башкирского свода, восточными бортами Верхнекамской впадины и Бирской седловины.

В средне-верхнекаменноугольном — нижнепермском водоносно-водоупорном комплексе перспективы поисков приурочиваются в основном к нижнепермским отложениям, гидродинамически закрытым водоупорными толщами в пределах Предуральского прогиба, Жигулевско-Оренбургского свода и Бузулукской впадины.

Глава X

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ВОДОНАПОРНОЙ СИСТЕМЫ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА НЕФТЕГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

История развития центральных и восточных областей Русской платформы в мезо-кайнозойскую эру существенно отличалась от таковой в палеозое. На большей части территории господствовал континентальный режим. Однако морские трансгрессии, проникавшие в отдельные промежутки времени юрского и мелового периодов с юго-востока вплоть до центральных областей платформы, свидетельствуют об интенсивных тектонических подвижках блоков фундамента, особенно в южных районах области, примыкающих к Прикаспийской синеклизе. Наиболее резкие колебательные движения на юго-востоке Русской платформы происходили в альпийскую фазу орогенеза, на границе миоцена и плиоцена.

Наиболее характерным для длительного мезо-кайнозойского гидрогеологического цикла является завершение (в его начале) преимущественного развития элизионных этапов по территории водонапорной системы Русской платформы и наступление сравнительно устойчивого инфильтрационного гидродинамического режима — инфильтрационного водообмена в слагающих ее водоносных и водоносно-водоупорных комплексах отложений.

В мезо-кайнозойский гидрогеологический цикл происходит почти полная замена седиментационных вод инфильтрационными. Следует учитывать и то, что в связи с большими глубинами, на которых оказались к этому циклу отложения, обогащенные органическими веществами, из них в мезо-кайнозое практически прекращается отжатие седиментационных вод. В отдельные периоды трансгрессий, более значительных в юго-восточной части Волго-Уральского бассейна, инфильтрационный режим проявлялся слабее.

Каковы же основные закономерности и особенности гидродинамики и гидрогеохимии в господствующий инфильтрационный этап мезокайнозойского гидрогеологического цикла? С этой целью детально рассмотрим динамику и метаморфизованность (по *r*Na/Cl) подземных вод центральных и восточных областей водонапорной системы Русской платформы. Это необходимо нам прежде всего для оценки воздействия гидрогеологических факторов на сформировавшиеся в предыдущие циклы нефтегазовые скопления.

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ВОДОНАПОРНЫЕ БАССЕЙНЫ

Наиболее существенная роль в формировании современных гидродинамического и гидрогеохимического режимов палеозойских и мезозойских продуктивных комплексов принадлежит крупнейшим положительным и отрицательным структурам центра и востока Русской платформы, Предуральскому прогибу и западным склонам Урала. Гидрогеологические условия рассматриваемой водонапорной системы во многом также связаны с геоморфологическими особенностями территории. Широко развитые и врезанные в поверхность осадочного чехла долины речной сети (Волга, Кама, Урал и др.) также влияют на водообмен подземных вод верхних водоносных комплексов, особенно в условиях умеренного континентального климата (годовое количество осадков 500 — 700 мм/год).

Представление о динамике подземных вод в осадочном чехле Русской платформы можно получить только на основании рассмотрения характера движения вод в пределах ее основных водоносных комплексов. С этой целью нами были составлены карты современных пьезометрических поверхностей для вод рифейско-вендско-нижнекембрийского, средне-верхнедевонского, нижнекаменноугольного и среднекаменноугольного комплексов. Так как названные комплексы имеют наибольшее распространение на Русской платформе и залегают на разных структурных этажах, то, определив в них характер движения вод, можно судить о гидродинамических обстановках в смежных водоносных комплексах и на Русской платформе в целом.

Рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс. Залегает в основании осадочного чехла Русской платформы.

Проанализируем движение вод в комплексе по карте его пьезометрической поверхности (рис. 30). Для большей части территории распространения комплекса имеется весьма скудный материал, причем преобладающая часть данных о напорах нижнекембрийских вод собрана по наиболее распространенному песчанистому гдовско-валдайскому водоносному горизонту.

Пьезометрическая поверхность вод комплекса имеет довольно сложное строение и характеризуется большой разницей величин напоров (рис. 30, табл. 4). В областях, примыкающих к Белорусскому массиву и Воронежской антеклизе, Токмовскому своду и другим крупным выступам фундамента, абсолютные отметки напоров вод высокие, достигают 150—200 м [1]. Однако на южных склонах Балтийского щита, характеризующихся повышенным залеганием фундамента, фиксируются минимальные значения пьезометров вод комплекса, до 10 м и менее. На остальной территории абсолютные отметки высоты пьезометрической поверхности колеблются в пределах 100—150 м.

Характер уклонов пьезометрической поверхности по территории развития комплекса изменчив. Сравнительно резкое падение напоров наблюдается от Белорусской антеклизы к впадине Балтийского моря. Пьезометрическая поверхность в Московской синеклизе более пологая, что, помимо большого расстояния между основными областями питания и разгрузки, вызвано в значительной степени влиянием вышезалегающего нижнекембрийского водоупора синих глин, затрудняющего возможность разгрузки вод или, наоборот, дополнительного водного питания комплекса. (Не исключено, что при большом количестве точек пьезометрическая поверхность этого участка имела бы более сложный характер, но, по нашему мнению, общее спокойное погружение у нее должно сохраниться.) Резкое снижение напоров вод комплекса на южном склоне Балтийского щита с приближением к впадинам Балтийского и Белого морей, по-видимому, связано с разгрузкой нижнекембрийских вод в вышележащие комплексы. М. А. Гатальский (1954), обращая внимание на снижение напоров в этой области, считает, что, например, в районе озер Ильмень и Чудского оно вызывается дренирующим влиянием Ильменско-Волховской и Чудовско-Наровской депрессий, а также многочисленными трещинами северо-восточного простирания в породах комплекса, по которым происходит разгрузка нижнекембрийских вод в вышележащие горизонты ордовика и силура. Возможно, в некоторых районах южного склона Балтийского щита имеются также одновременно подпор и водное подпитывание.

Очень интересен конусообразный выступ, образуемый изопьезами в

[1] Здесь и ниже пьезометрические уровни даются в абсолютных метрах.

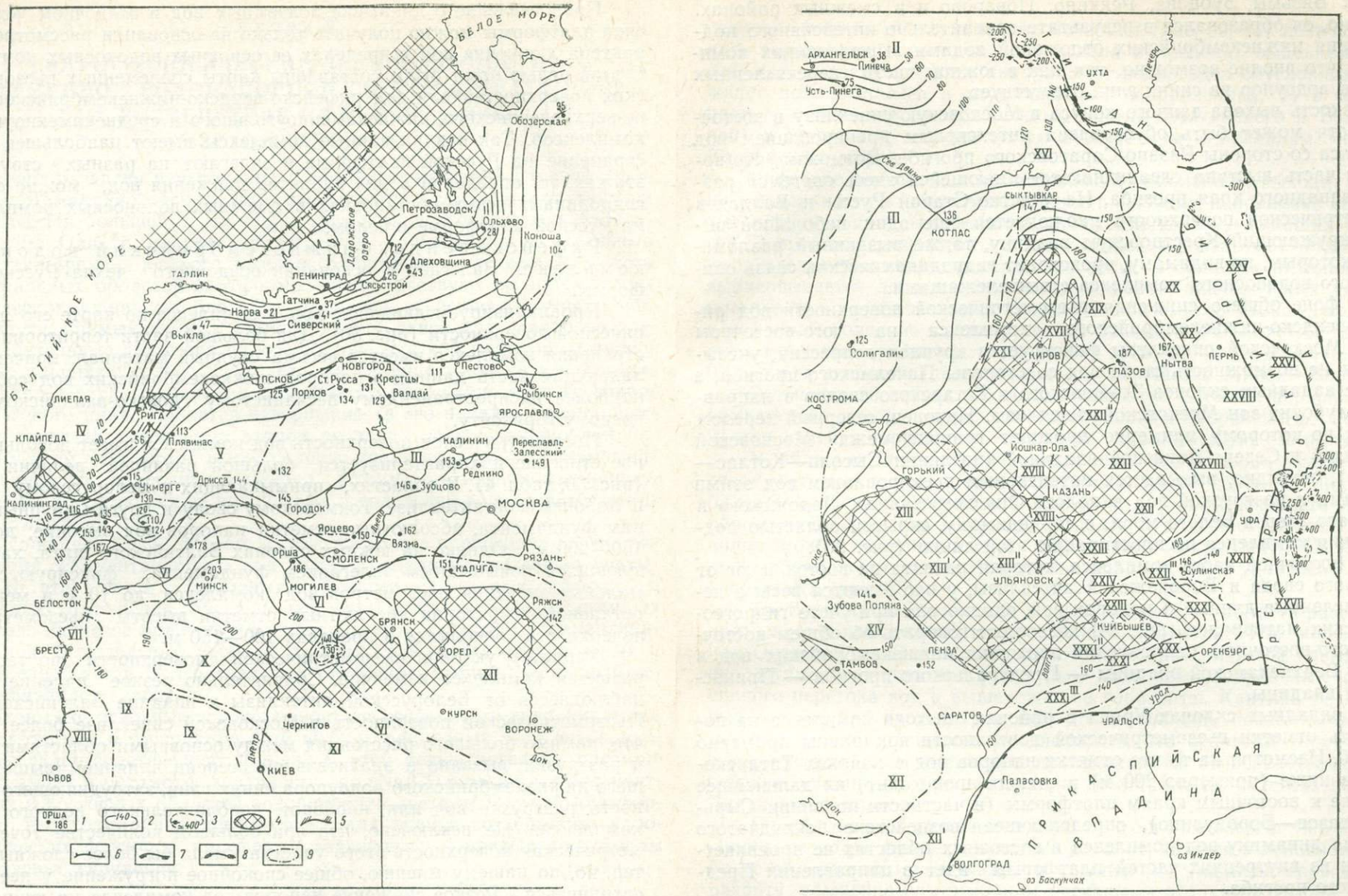


Рис. 30. Карта пьезометрической поверхности вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы. Составил Г. П. Якобсон.

1 — местоположение скважины и отметка приведенного уровня, м; *2* — изопьезы; *3* — выходы пород отсутствия отложений водоносного комплекса; *5* — граница складчатого Урала; *6* — западный борт ная линия Урала и Тимана; *9* — границы геоструктурных элементов.

Геоструктурные элементы (по Н. С. Шатскому, Г. Х. Дикенштейну, Д. С. Халтурину, Н. К. Грязнову, А. И. Клещеву, В. А. Клубову и др.):

I — Балтийский щит; *II* — Северо-Двинская впадина; *III* — Московская синеклиза; *IV* — Балтийская синеклиза; *V* — Латвийская седловина; *VI* — Белорусский выступ и его склоны; *VI*^{I} —Западные склоны Воронежской антеклизы; *VII* — Брестская впадина; *VIII* — Львовская мульда; *IX* — Украинский кристаллический массив; *IX*^{I} — склоны Украинского кристаллического массива; *X* — Припятский прогиб; *XI* — Днепровско-Донецкая впадина; *XII* — Воронежская антеклиза; *XII*^{I} — Восточные склоны Воронежской антеклизы; *XIII* — Токмовский свод; *XIII*^{I} — западная вершина Токмовского свода: *XIII*^{II}—Ульяновско-Конашская вершина; *XIV*—Рязано-Саратовский прогиб; *XV* — Сысольский свод; *XVI* — Предтиманский прогиб; *XVII* — Кировско-Кажимский прогиб (Вятско-Сысольская зона дислокаций); *XVIII* — Казанская седловина; *XIX*—Коми-Пермяцкий свод; *XIX*^{I} — Верхнекамская впадина; *XX* — Камский свод; *XX*^{I} — Чермозская седловина; *XXI* — Котельничский свод; *XXII* — Татарский свод; *XXII*^{I} — Северная (Немская и Кукморская) вершина Татарского свода; *XXII*^{II} — Альметьевская вершина Татарского свода; *XXIII* — Камско-Кинельская впадина; *XXIV* — Мелекесс-Радаевская впадина; *XXV* — Соликамская депрессия; *XXVI* — Юрюзано-Сылвенская впадина; *XXVII* — Бельская впадина; *XXVIII* — Пермско-Башкирский свод; *XXVIII*^{I} — Бирская седловина; *XXIX* — моноклинальный юго-восточный склон Русской платформы; *XXX* — Бузулукская впадина; *XXXI* — Жигулевско-Оренбургский свод; *XXXI*^{I} —Оренбургская вершина свода; *XXXI*^{II} — Жигулевская вершина свода; *XXXI*^{III} — Балаковская вершина.

районах Вязьмы, Зубцова, Редкино, Поварово и в смежных районах. Очевидно, он образовался в результате сравнительно интенсивного подпитывания нижнекембрийских отложений водами вышележащих комплексов, что вполне возможно, так как в южной части перечисленных районов водоупор из синих глин отсутствует.

Резкость выхода данного конуса в Московскую синеклизу в восточной части может быть обусловлена интенсивным дренированием вод комплекса со стороны Рязано-Саратовского прогиба. Возможно, что восточная часть выступа ограничивается имеющейся здесь системой разломов западного края прогиба. На участке Старой Руссы и Валдая в пьезометрической поверхности наблюдается еще один небольшой выступ, окружающий Крестцовскую впадину, также вызванный разломами, по которым, по-видимому, происходит гидродинамическая связь описываемого водоносного комплекса с вышележащими.

На фоне общего снижения пьезометрической поверхности вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса на юго-восточном склоне Московской синеклизы фиксируется крупная депрессия, указывающая на возможность стока вод со стороны Пачелмского прогиба, а также с западных склонов Токмовского и Татарского сводов в направлении глубоких зон Московской синеклизы. Наконец, северный перелом изопьез, по которому примерно проходит граница между Московской синеклизой и Северо-Двинской впадиной (по линии Сысола—Котлас—Пыжма), очевидно, вызывается интенсивным дренированием вод этими впадинами и разгрузкой вод в полосе Финского залива, Ладожского и Онежского озер и Белого моря, и, по-видимому, скрытой областью подпитывания комплекса по простиранию этой линии (рис. 30).

По восточной части комплекса, которая развита на восток и юг от Татарского свода и Воронежской антеклизы, у нас имеются весьма немногочисленные данные о напорах вод, однако они при учете гидрогеохимических материалов (рис. 34) позволяют говорить об общем восточном и юго-восточном направлении движения нижнекембрийских вод в сторону Верхнекамской впадины — Предуральского прогиба — Прикаспийской впадины.

На западных склонах Урала в районах выхода комплекса на поверхность отметки пьезометрической поверхности вод равны примерно 400—300. Несмотря на то что отметки напоров вод в районах Татарского свода ниже (примерно 200 м) и отсюда происходит их дальнейшее снижение к восточным краям платформы (в частности по линии Сырьяны—Глазов—Бородулино), определяющее воздействие складчатого Урала на динамику вод комплекса в восточных областях не проявляется. Сток из внутренних частей платформы идет в направлении Предуральского прогиба.

Пьезометрическая поверхность вод рифейско-вендских и нижнекембрийских отложений свидетельствует о том, что общее движение вод в комплексе происходит от внутренних областей платформы к ее внешним окраинным частям — прибрежным морским равнинам, озерам, впадинам Балтийского и Белого морей, к Прикаспийской впадине, а также, очевидно, к впадине Черного моря. Последние районы и являются зонами разгрузки вод. Следовательно, основная область создания напора и питания почти всего рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса приурочена к приподнятым центральным частям Русской платформы (Белорусский, Воронежский, Токмовский и Татарский своды, Коми-Пермяцкий выступ), а не к ее складчатому обрамлению — Уралу, Тиману и другим горным сооружениям.

Данные о характере пьезометрической поверхности вод комплекса,

гидрохимический и геологический материал (рис. 30, 34) позволяют сделать заключение о наличии водораздела в пределах выделяемой нами основной области создания напора. Этот водораздел обусловливает движение вод комплекса в двух основных направлениях: 1) в северо-западном и северном (к прибрежным частям Балтийского и Белого морей) и 2) южном, юго-восточном и восточном к впадинам Черного и Каспийского морей.

Рифейско-вендско-нижнекембрийский комплекс не выходит на дневную поверхность в областях питания и поэтому пополнение его ресурсов инфильтрационными водами происходит из вышележащих комплексов. В пределах рассматриваемого комплекса достаточно четко выделяются следующие гидродинамические зоны. В областях питания обычно вырисовывается зона максимальных напоров, значительных уклонов и повышенных действительных скоростей подземного стока. Так, напоры в западной половине Среднерусского бассейна (в областях питания и смежных с ними районах) превышают 140 м, уклоны равны 0,14—0,4 м/км, а скорости (действительные) на участке Минск—Вильнюс достигают почти 20 см/год. Областью основного питания, первой гидродинамической зоной, рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса можно считать территорию, примерно ограниченную изопьезой 140 м.

В областях стока обычно отмечаются наименьшие уклоны, вследствие чего при том же литологическом разрезе здесь можно ожидать более замедленный водообмен. Так, действительные скорости вод здесь равны около 3 см/год (Порхов, Зубцов). В этой части комплекса, очевидно, можно выделить вторую гидродинамическую зону. Особенно хорошо проявляется она в Московской впадине, оконтуриваясь 140 и 110 изопьезами (рис. 30).

Третья гидродинамическая зона комплекса — область разгрузки — примыкает к прибрежной полосе Белого и Балтийского морей и районам Онежского и Ладожского озер. Она характеризуется повышенными скоростями движения вод и быстрым падением напоров за счет интенсивного перетока вод в вышележащие горизонты. Картина резкого снижения значений пьезометров еще до достижения подземными водами морских впадин позволяет предполагать, что основная разгрузка вод северорусской части комплекса происходит не непосредственно в Балтийскую впадину, а в вышележащие комплексы на участках побережья Балтийского моря.

Средне-верхнедевонский водоносный комплекс. Движение вод в данном комплексе рассматривается в основном по наиболее выдержанному по площади пашийскому (нижнещигровскому) горизонту, сложенному в основном песчаными осадками. Выбор этого горизонта обусловлен тем, что он является крупнейшим нефтяным коллектором в восточной части Русской платформы, и, кроме того, по нему имеется наиболее надежный и полный фактический материал о пьезометрических уровнях в региональном плане платформы. Учитывая, что этот горизонт развит почти повсеместно, отличается хорошей водопроводимостью, а остальные горизонты структурно ему соответствуют и не отделены от него региональными водоупорами, можно считать, что его динамика вполне отражает особенности динамики вод отложений всего средне-верхнедевонского комплекса.

Общий характер динамики вод описываемого комплекса наглядно изображен на карте пьезометрической поверхности (рис. 31). Как видно из карты, изопьезы комплекса образуют сложный рисунок: на фоне общих закономерных изменений наблюдаются аномальные валообразные возвышенности и впадины. Пьезометры вод комплекса изменяются по

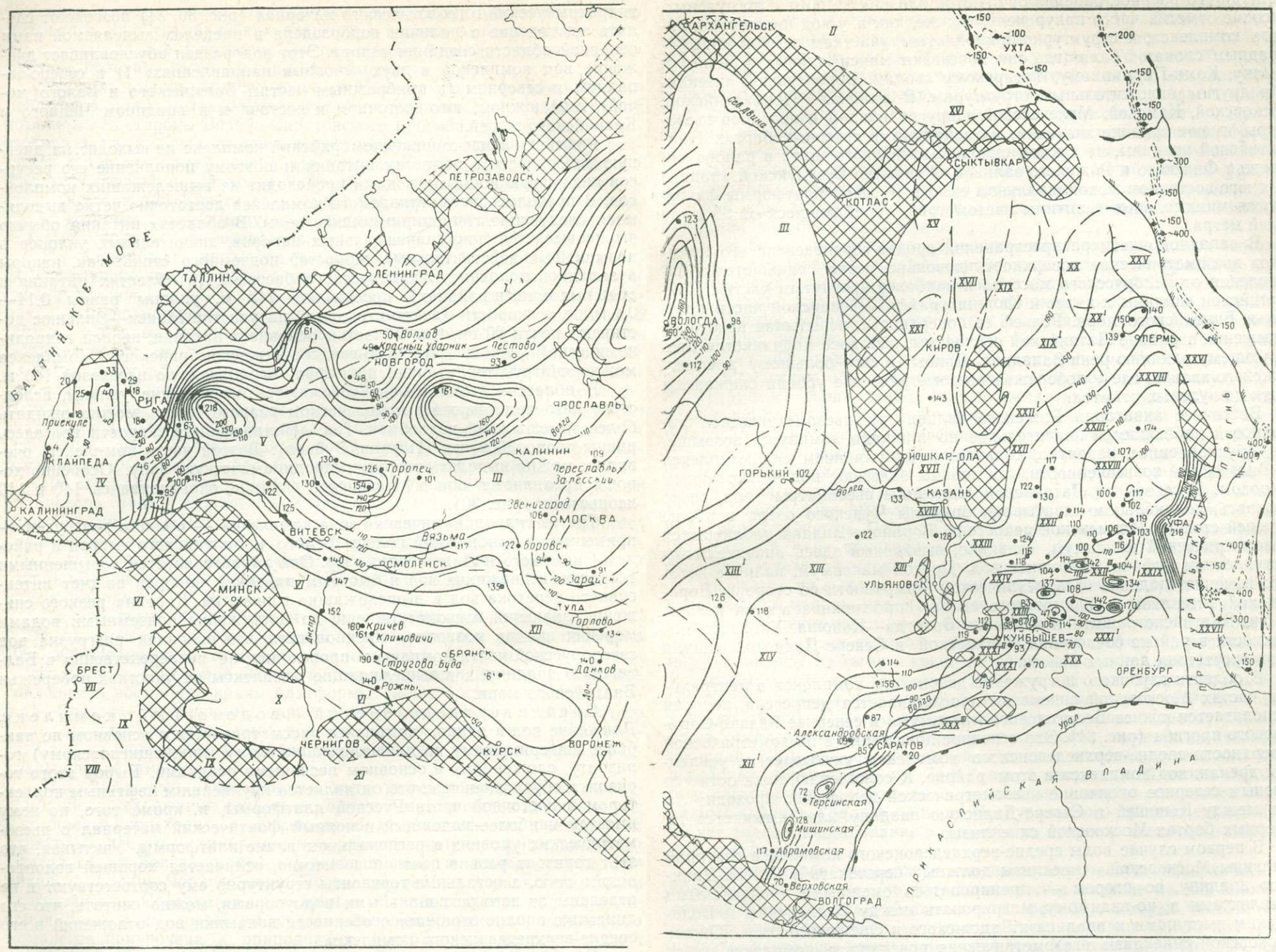


Рис. 31. Карта пьезометрической поверхности вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса Русской платформы.
Составил Г. П. Якобсон.

Условные обозначения см. на рис. 30.

площади его распространения от отметок близких к 400 м и до нулевых. Высокие отметки часто приурочены так же, как и у вод нижнекембрийского комплекса, к структурно-приподнятым участкам земной коры — западным слонам Урала (где они достигают максимальных величин) к Тиману, Коми-Пермяцкому, Татарскому сводам, Воронежской антеклизе и другим положительным структурам. В районах Прибалтийской, Московской, Камской, Мелекесской и других впадин и прогибов пьезометры имеют средние значения: на западных и северных бортах Прибалтийской впадины, на южном склоне Балтийского щита в районе побережья Финского и Рижского заливов, а также в Бузулукской впадине и на юго-восточном моноклинальном склоне Русской платформы фиксируются минимальные величины пьезометров, колеблющиеся от 30 м до долей метра.

В западной части распространения средне-верхнедевонского комплекса пьезометрическая поверхность довольно резко снижается в направлении от Белорусского массива к наиболее прогнутым частям Прибалтийской впадины и далее к Калининградско-Лиепайской части побережья Балтийского моря. Рельеф ее поверхности, испытывая некоторое повышение в районе Латвийской седловины, западнее подчиняется дренирующему влиянию реки Западной Двины и еще большему дренажу Рижского залива, где у побережья пьезометрические уровни снижаются почти до нулевых отметок.

Восточнее акватории Рижского залива на пьезометрической поверхности наблюдается значительное по площади замкнутое возвышение, обусловленное, вероятно, сильным подпитыванием вод комплекса на Видземской возвышенности, где породы залегают под четвертичным покровом. К северу от Латвийской седловины пьезометры вод, резко снижаясь, полукольцом охватывают впадины Чудского озера и в еще большей степени Ильменской депрессии. В районе Валдая наблюдается пьезометрический максимум, очевидно, вызванный здесь значительным поступлением инфильтрационных вод. Другой максимум, наличие которого изменяет падение пьезометрической поверхности со стороны Воронежской антеклизы и Токмовского свода, прослеживается на южном склоне Балтийского щита и в районе Вологда—Коноша. Характер поверхности в районе сочленения Московской и Северо-Двинской впадин из-за отсутствия данных неясен.

В области глубокого погружения девонского комплекса в центральных частях Московской синеклизы прослеживается депрессия, которая располагается южнее Вологодского максимума и севернее Рязано-Саратовского прогиба (рис. 31). Это основное понижение в пьезометрической поверхности средне-верхнедевонского комплекса указывает на усиленный дренаж вод комплекса в этом районе. К сожалению, пока остается неясным северное окончание пьезометрической депрессии: проходит ли оно между Коношей в Северо-Двинскую впадину или замыкается на северных бортах Московской синеклизы.

В первом случае воды средне-верхнедевонского комплекса северной половины Московской синеклизы должны перетекать в Северо-Двинскую впадину, во втором — дренироваться смежными водоносными комплексами и, по-видимому, мигрировать между Валдайским и Вологодским выступами к впадинам Ладожского и Онежского озер. Южнее Московской синеклизы пьезометрическая поверхность комплекса имеет вид громадного купола, ограниченного изопьезами 150—160 м и совпадающего по своей территории с Воронежской антеклизой, на южных склонах которого уклон пьезометрической поверхности направлен в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

В восточных районах Русской платформы также наблюдается сложное строение пьезометрической поверхности (рис. 31). Общее снижение пьезометрической поверхности вод комплекса в основном идет со стороны Коми-Пермяцкого свода, Немской и Кукморской вершин Татарского свода, откуда пьезометры снижаются в юго-восточном направлении в сторону Верхнекамской впадины, Бирской седловины, Абдуллинской и Бузулукской впадин и далее к главной дренирующей зоне — Прикаспийской впадине. Можно сказать, что основной особенностью строения пьезометрической поверхности вод данного комплекса в юго-восточных районах является закономерное ее снижение к прибортовым районам Прикаспийской впадины. Несмотря на небольшое количество данных по напорам вод, здесь можно наметить отдельные депрессионные понижения и валоподобные возвышения.

Зона более интенсивного дренирования, отражающаяся соответствующим изменением изопьез, прослеживается от центральных районов Татарского свода в направлении южных областей Бирской седловины. Возможно, что это обусловливается повышенной в этом районе трещиноватостью пород, вследствие чего здесь наблюдается более активное проявление динамики вод комплекса. На участках западной окраины Альметьевской вершины Татарского свода (районы Чистополя, Муслюмово) и участках, обрамляющих с запада Белебей-Шкаповскую вершину Татарского свода, также можно ожидать усиления водообмена по сравнению с областями, приуроченными к центральным и юго-восточным районам Белебей-Шкаповской вершины Татарского свода. Юго-западнее свода отчетливо очерчивается обширная по площади депрессия, которая, зарождаясь южнее Казанской седловины, прослеживается в Мелекесской и даже Бузулукской впадинах. Несравненно более мощная депрессионная зона выделяется на южных склонах Токмовского свода и в южной половине Рязано-Саратовской впадины. Она, очевидно, в значительной мере обусловлена системой разломов, секущих Токмовский свод с северо-востока на юго-запад.

Несмотря на выходы отложений комплекса на дневную поверхность и наивысшие напоры вод на Урале, значительное влияние уральского стока в комплексе почти не ощущается. Оно заметно лишь в районе краевых юго-восточных склонов, обрамляющих платформу, начиная примерно с широты Каратау и южнее, в районах Бельской депрессии и примыкающих участках платформы. На сток вод со стороны Урала в эту область платформы указывали А. И. Силин-Бакчурин (1949) и В. А. Кротова (1962). Судя по рисунку изопьез, севернее Каратау движение вод в комплексе со стороны Урала, по-видимому, имеется на небольшой площади. Не исключено более значительное влияние уральского стока в районах, примыкающих к Соликамской депрессии. В целом же большая тектоническая осложненность залегания пород комплекса на западных склонах Урала и наличие Предуральского прогиба сводит почти на нет водное подпитывание комплекса со стороны восточного обрамления платформы.

Рассматривая более детально пьезометрическую поверхность вод комплекса на востоке платформы, мы видим наличие на ней многочисленных бугристых вздутий, повышений (рис. 31), которые часто приурочены к валообразным структурам третьего порядка. Среди них можно назвать, например, повышения в районах Краснокамско-Полазненского и Лобановского валов (более резкое и рельефное в районе Куедино-Гожанского вала), в районе Чекмагушского, Кондринского и Серафимо-Балтаевского валов. Весьма заметный максимум наблюдается на участках юго-восточного окончания Туймазинского вала и на Шкаповском

вале. К числу значительных повышений на пьезометрической поверхности Волго-Уральской области также относятся районы Большекинельской структуры и структур в районах Сосновки, Пилюгино-Садки, Муханово, Кикино и др.

Пьезометрические максимумы, помимо их приуроченности к валообразным структурам Волго-Уральской области, совпадают с выявленными и предполагаемыми здесь зонами разломов. Все это свидетельствует о возможности поступления в эти районы вод из смежных комплексов, по-видимому, по тектоническим нарушениям сплошности региональных водоупоров, например верхнедевонского (кыновско-саргаевского). Пьезометрические максимумы в этих районах наряду с участием в гидродинамическом взаимодействии комплексов могут, очевидно, играть заметную роль в изменении гидрогеохимического режима этих участков, оказывать влияние на нефтегазовые скопления. Таким образом, воды средне-верхнедевонского комплекса имеют наиболее высокую пьезометрическую поверхность во внутренних частях платформы.

На пьезометрической поверхности комплекса прослеживается два основных направления падения напоров: 1) на запад, северо-запад и север и 2) на восток, юго-восток и юг. Строение пьезометрической поверхности данного комплекса, а следовательно, и движение в нем вод в значительной мере подчинены структуре рельефа кристаллического фундамента Русской платформы. Однако не только структура фундамента влияет на формирование стока вод в этой части осадочного чехла платформы. Если считать определяющим фактором стока только положение фундамента, то тогда не ясно, почему нет регионального движения вод со стороны Балтийского щита и его южных склонов (отметки которого превышают или равны, например, отметкам Белорусского выступа и северным склонам Воронежского массива). Очевидно, имеются и другие факторы, играющие существенную роль в режиме стока подземных вод Русской платформы. К ним можно отнести ряд факторов, определяющих особую гидрогеологическую обстановку в уже отмеченных областях создания напора. Это хорошая взаимосвязь с инфильтрационными водами вышележащих горизонтов и комплексов, способствующая повышению напора. Частая приуроченность куполовидных поднятий пьезометрической поверхности к районам тектонических осложнений свидетельствует об облегченной гидродинамической связи комплексов на этих участках.

Действительные скорости движения вод комплекса колеблются в очень широких пределах. Минимальная скорость (из числа определенных) фиксируется на восточных склонах северной вершины Татарского свода по линии Глазов—Краснокамск, где она равна 3 см/год, а южнее Казанской седловины, в Мелекесской впадине, она равна 2,1 см/год (населенные пункты Улема—Мелекесс). В восточных районах платформы (по которым у нас имелись данные по проницаемости) скорость вод в районах Елабуга—Чекмагуш близка к 6,7 см/год и 8,7 см/год (Мелекесс—Алакаевка). В районе выпуклого Куединского пьезометрического максимума действительная скорость вод резко возрастает и по линии скв. 5—10 она составляет 326,9 см/год.

Нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс, сложенный в своей средней части главным образом второй группой пород, а в нижней и верхней частях на подавляющей площади третьей группой, повсеместно содержит высоконапорные воды в песчаных отложениях среди глинистых прослоев.

Анализ движения вод сильно затрудняется неравномерной опробованностью напоров вод по площади. В западной части развития комп-

лекса пьезометрическая поверхность приурочена к крупной структуре Московской синеклизы. Может быть, в связи с этим она на значительной площади менее расчленена, чем на востоке Русской платформы (рис. 32). Однако сравнительно спокойный характер уклонов пьезометрической поверхности в ее западной части может нарушаться в результате искусственных процессов: мощных московских водозаборов из вышележащих горизонтов. Это, очевидно, выяснится при детальных исследованиях. В северных районах Московской синеклизы также еще окончательно не установлено строение пьезометрической поверхности, а следовательно, не ясно направление движения вод. По-видимому, воды в районах Солигалича и несколько северо-восточнее его перетекают в Северо-Двинскую впадину. Не исключена внутренняя разгрузка вод в пределах центральных частей впадины.

Восточнее, в Волго-Уральской области, так же как и для вод девонского комплекса, наблюдаем усложненную многими положительными и отрицательными формами пьезометрическую поверхность (рис. 32). Наивысшее ее положение приурочено к периклинальной части Коми-Пермяцкого свода, к Котельническому выступу, а также к северной вершине Татарского свода. Со стороны этих структур происходит снижение пьезометров на запад к Московской впадине и на юг и восток в направлении к Камско-Кинельской впадине, Бузулукскому прогибу и Прикаспийской синеклизе. Значительное вздутие пьезометрической поверхности, ограничиваемое изопьезой 140 м, фиксируется в районе центральной вершины Татарского свода. Мощный дренирующий канал Камско-Кинельской впадины, очевидно, играет большую роль в активизации водообмена Волго-Уральской области, как бы разделяя ее на более приподнятую в отношении напоров северную часть и сравнительно пониженную южную. Весьма интересна изрезанность последней: в этой части величина напора часто варьирует на многие десятки метров в близко расположенных участках.

По-видимому, усложненность пьезометрической поверхности вызвана насыщенностью области тектоническими структурами при незначительной прикрытости комплекса водоупорными отложениями в верхней части разреза. Основными в этой серии минимумов являются дренирующие формы Белебей-Шкаповской вершины Татарского свода, Камско-Кинельской впадины (район Мелекесской и Бузулукской структур), откуда происходит, очевидно, один из основных стоков вод комплекса, направленный к северным бортам Прикаспийской впадины. Общая же депрессия пьезометрической поверхности в Волго-Уральской области регулируется положением бортов Прикаспийской впадины.

Наряду с отрицательными формами пьезометрической поверхности южная часть территории Волго-Урала изобилует большими по площади пьезометрическими максимумами, которые, очевидно, отражая поступление инфильтрационных вод из расположенных выше горизонтов, говорят о возможности развития здесь гидрогеохимических аномалий. Среди максимумов можно отметить Куединский, два мощных максимума, примыкающих с востока и запада к Татарскому своду; мощный максимум в районах Никольского—Покровки (Жигулевско-Оренбургский свод), который, по нашему мнению, обусловливает движение вод в сторону жигулевских дислокаций и определяет разгрузку комплекса на участке от Губино до Яблоневого и Зольного оврага по наблюдающейся здесь системе разломов; максимумы в районах Большекинельского вала, Радаевки и Байтугана, Кикино, Базарного Карабулака, Жирного и др.

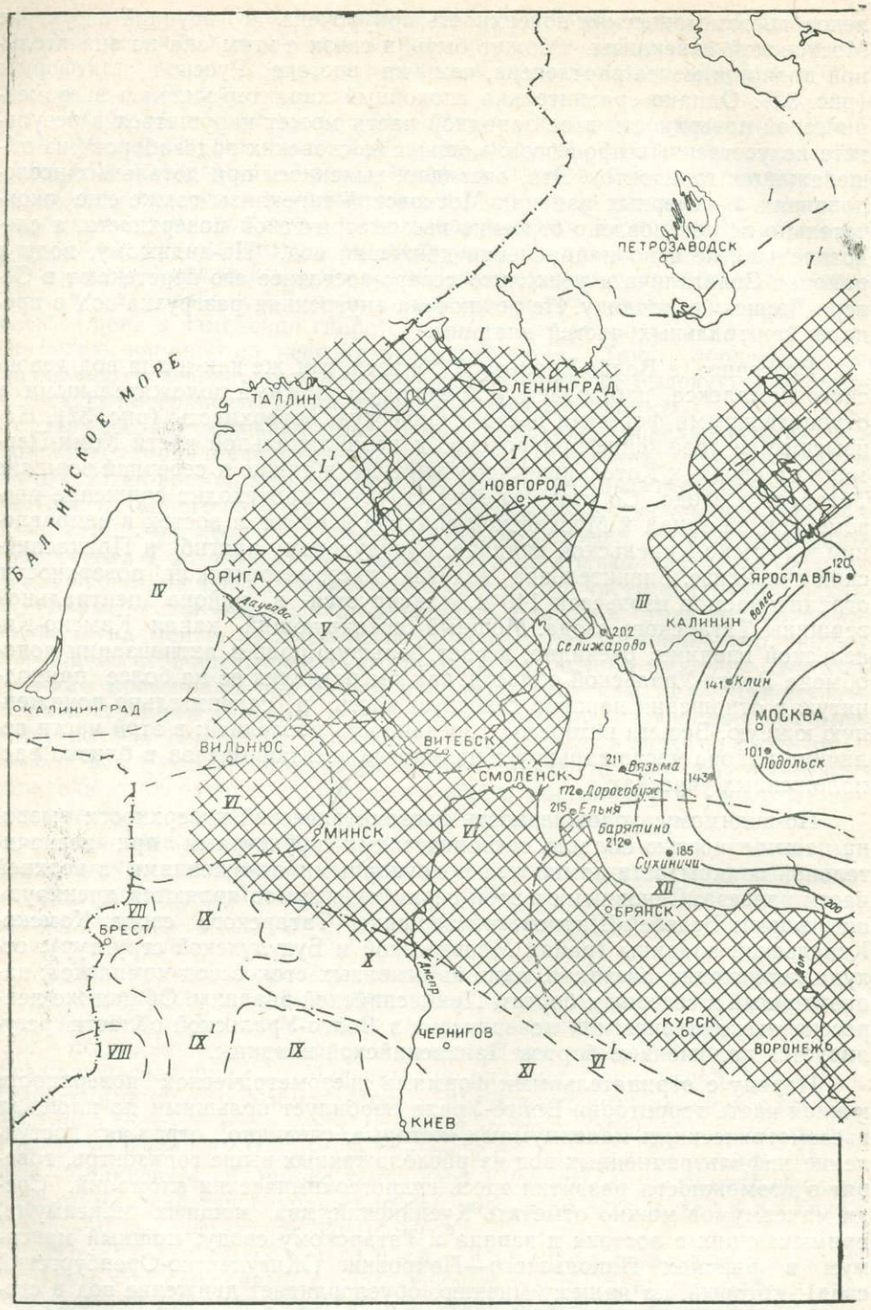
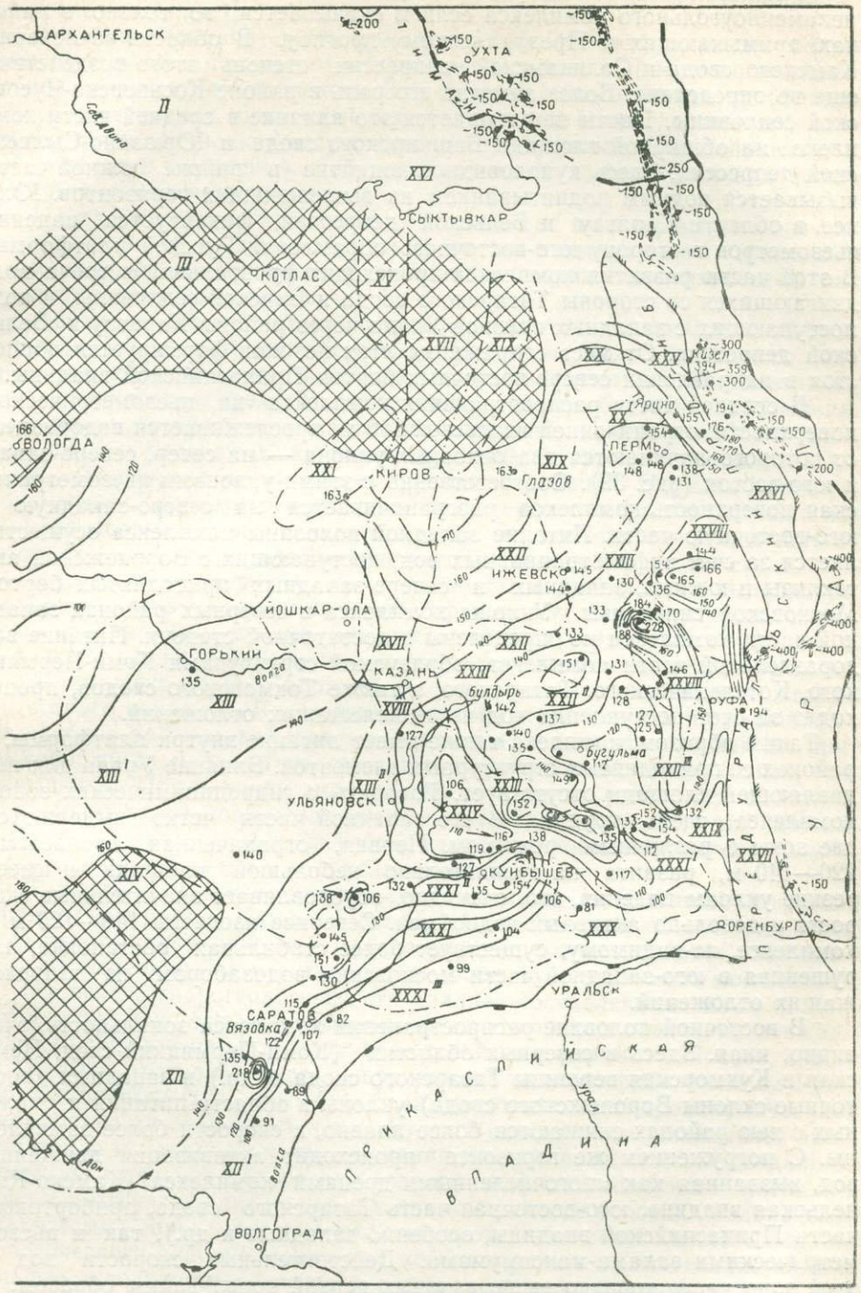


Рис. 32. Карта пьезометрической поверхности вод нижнекаменноугольного водоносно

Условные обозначения см. на рис. 30.



водоупорного комплекса Русской платформы. Составил Г. П. Якобсон.

Влияние складчатого Урала на пьезометрическую поверхность нижнекаменноугольного комплекса если и сказывается, то только в районах, примыкающих к Предуральскому прогибу. В области сочленения Камского свода и Соликамской депрессии степень этого воздействия еще не определена. Более заметна его роль в районе Косьвенско-Чусовской седловины. Почти не ощущается это влияние в средней части комплекса на обширной площади Башкирского свода и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Здесь куполовидное поднятие в районе южной части вызывается водным подпитыванием из вышележащих горизонтов. Южнее, в области Каратау и Бельской депрессии, фиксируется падение пьезометров в сторону юго-восточного обрамления Русской платформы. В этой части развития комплекса происходит фронтальная встреча вод, двигающихся со стороны Татарского свода и Бирской седловины, и вод, поступающих с западных склонов Урала через районы Каратау и Бельской депрессии. От мест сопряжения этих потоков формируется общий сток в направлении северо-восточных бортов Прикаспийской впадины.

В средней части распространения комплекса на пьезометрической поверхности, ограниченной изопьезой 140 м, прослеживается водораздел, от которого начинаются два основных уклона — на север, северо-запад и юго-восток (рис. 32). Соответственно с этими уклонами пьезометрическая поверхность комплекса разграничивается на северо-западную и юго-восточную части. Питание западной половины комплекса осуществляется за счет инфильтрационных вод, поступающих с Воронежской антеклизы и южных, западных и северо-западных приподнятых бортов Московской синеклизы. Уклоны комплекса в северных районах западной части комплекса не определены в достаточной степени. Питание водораздельной части комплекса, образуемой структурами Коми-Пермяцкого, Котельнического, Татарского, а также Токмовского сводов, происходит за счет поступления вод из вышележащих отложений.

Таким образом, комплекс также имеет питание внутри платформы, в районах ее приподнятых структурных элементов. Влияние Урала для подавляющей площади отсутствует. Говорить о гидродинамических зонах комплекса очень трудно. В его западной части четко выделяются две зоны с различным режимом. Первая, ограниченная изопьезами 220—140 м, развита на сравнительно небольшой площади и имеет резкие уклоны падения, что, очевидно, обусловливает значительные скорости и довольно активный водообмен. Севернее изопьезы 140—120 м в комплексе, по-видимому, существует более стабильная обстановка, нарушенная в юго-западной части московским водозабором из вышележащих отложений.

В восточной половине распространения комплекса зональность, очевидно, иная. Здесь в северных областях (Коми-Пермяцкий свод, Немская и Кукморская вершины Татарского свода и др.) и западных (восточные склоны Воронежского свода) уклоны в области питания и смежных с нею районах снижаются более плавно, и скорости более замедлены. С погружением же горизонта происходит активизация движения вод, вызванная как многочисленными дренами комплекса (Камско-Кинельская впадина, юго-восточная часть Татарского свода, прибортовые части Прикаспийской впадины, особенно западные и др.), так и пьезометрическими валами-максимумами. Действительные скорости вод в этой зоне часто гораздо выше таковых первой зоны. Таким образом, в восточной части комплекса в области стока (во второй динамической зоне) наблюдается более активная динамика вод.

Область разгрузки вод этой части комплекса (районы Прикаспийской впадины) пока остается не изученной. Ее можно назвать третьей

зоной, так как ей, очевидно, присущи свои весьма специфические динамические особенности.

В нижнекаменноугольном комплексе в целом наблюдаются более повышенные пьезометры, чем в водах девонского и рифейско-вендско-нижнекембрийского комплексов. Это говорит о возможности преобладающего поступления нижнекаменноугольных вод (там, где нижняя глинистая пачка комплекса отсутствует или уменьшается в мощности) в нижележащие комплексы и об ограниченности поступления вод нижележащих комплексов вверх.

Пьезометрическая поверхность вод среднекаменноугольного водоносно-упорного комплекса (рис. 33) в основных чертах согласуется с пьезометрическими поверхностями залегающих ниже комплексов.

Движение вод комплекса направлено со стороны западных, северо-западных и восточных периферийных участков Волго-Уральского бассейна к прибортовым частям Прикаспийской синеклизы. Пьезометрическая поверхность в средней, центральной части бассейна осложнена громадными по площади развития максимумами, приуроченными к Альметьевской и Белебей-Шкаповской вершинам Татарского свода. Значительное повышение напоров фиксируется в районах Пермско-Башкирского свода, Каратауского выступа. Четко прослеживаются большие по площади депрессии, огибающие с запада и востока область мощного инфильтрационного водного питания комплекса на Татарском своде.

При анализе материала по палеозойским комплексам выявляется четкая зависимость динамики их вод прежде всего от структурных и литолого-фациальных условий. Значительная роль структурных условий и их воздействие на динамику вод в комплексе уже отмечались (и не только для структур первого порядка, но и для валовых поднятий — структур второго порядка). Возвышения рельефа могут влиять на наращивание напоров при условии выхода комплекса на поверхность или же при его хорошей гидродинамической связи с горизонтами, образующими эти возвышения. При наличии водоупорных отложений (например водоупора из синих глин) повышения напора здесь не происходит, что можно заметить на примере вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса в районе Валдая и в других районах.

Большое воздействие на динамику оказывает литологический состав пород. Так, в районе Камско-Кинельской впадины, где общая мощность песчанистых пород нижнего карбона заметно возрастает, это способствует сравнительно более активному водообмену в этой части комплекса.

На основе гидрогеологического анализа составленных нами пьезометрических поверхностей комплексов, залегающих в различных этажах допалеозойских и палеозойских отложений платформы (Якобсон, 1963, 1964), была построена карта современной водонапорной системы Русской платформы (рис. 34). Она отражает основные гидродинамические закономерности осадочного чехла Русской платформы: показывает распределение и направленность движения вод, главные области создания, снижения и падения напора или водного инфильтрационного питания, стока и разгрузки; дает представление о характере строения водонапорной системы; определяет возможность проведения обособленного гидрогеологического районирования Русской платформы на слагающие ее отдельные водонапорные бассейны, в том числе нефтегазоносные.

Распределение пьезометрических уровней водоносных комплексов указывает на повсеместное движение вод в них, т. е. водообмен происходит и в глубоко погруженных частях водонапорной системы платформы. Подземные воды комплексов отложений осадочного чехла Русской

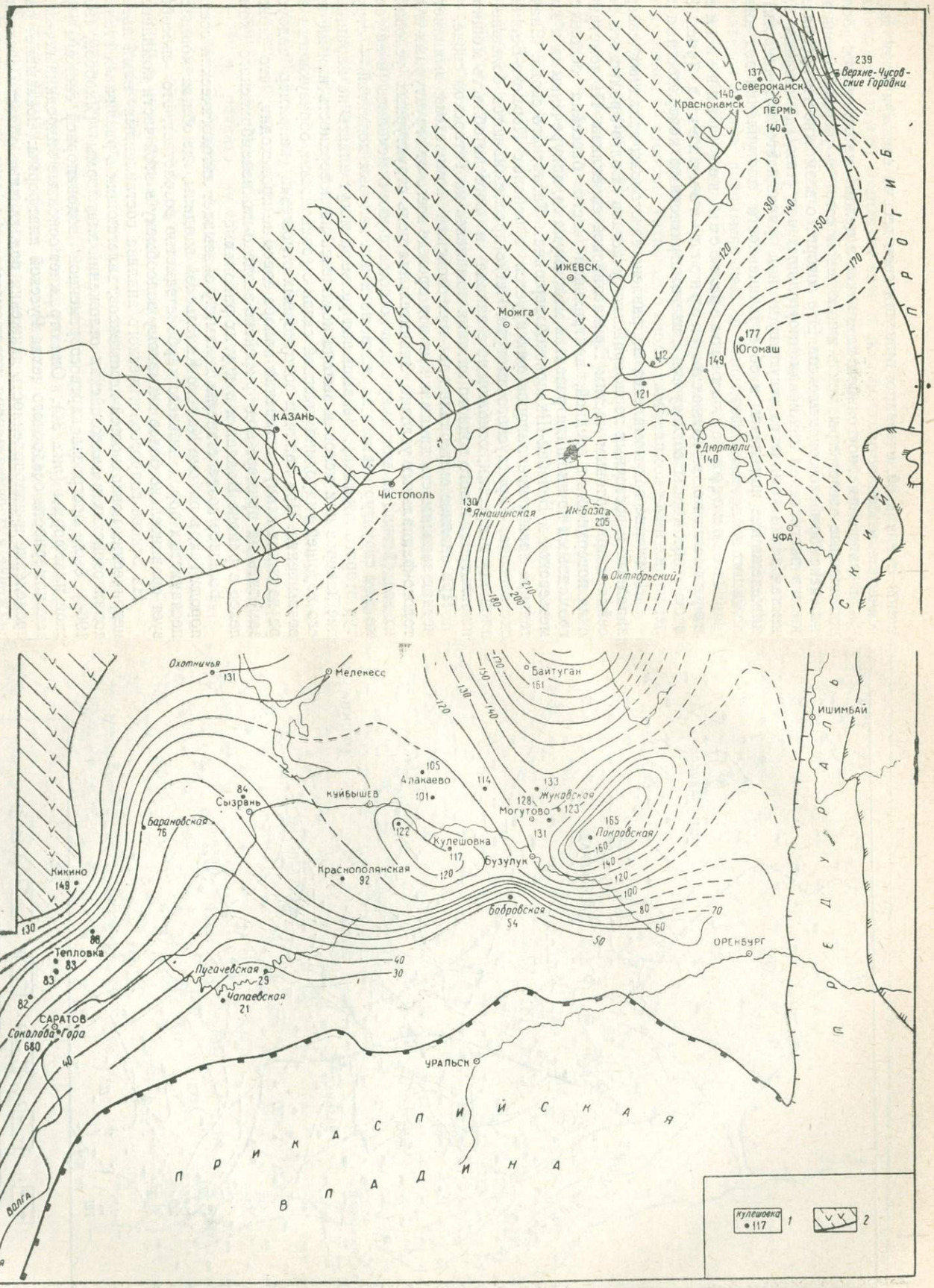


Рис. 33. Карта пьезометрической поверхности вод среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса (с привлечением ряда данных по смежным комплексам).

Составили Г. П. Якобсон, Ю. М. Качалов.

1 — скважина, цифры — приведенный статический уровень; *2* — примерная область распространения вод с напорами свыше +140 м.

Остальные условные обозначения см. на рис. 30.

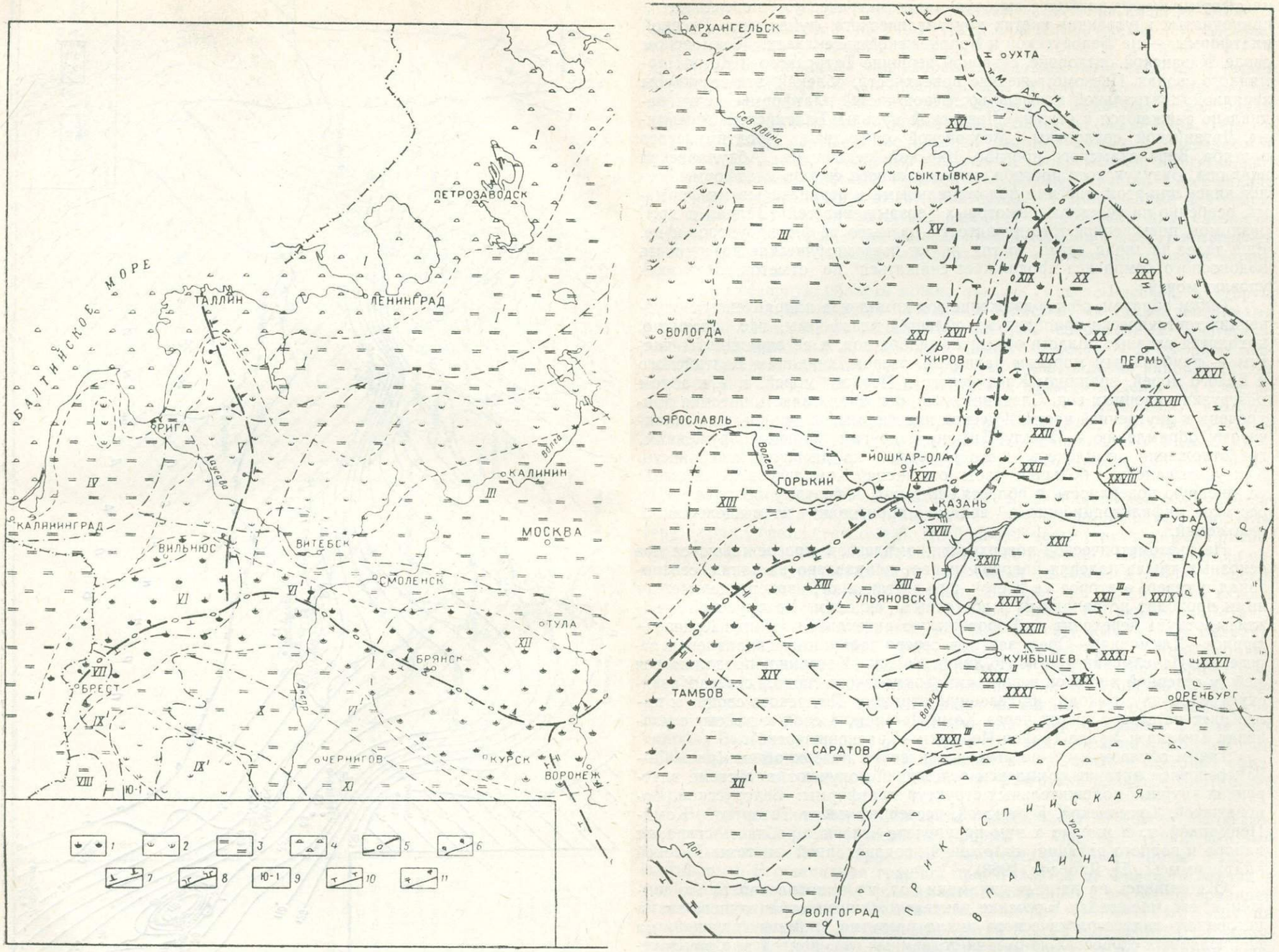


Рис. 34. Схематическая карта водонапорной системы Русской платформы. Составил Г. П. Якобсон

1 — главная область создания напора и внедрения инфильтрационных вод Русской платформы; *2* — дополнительные области водного питания; *3* — области стока; *4* — области разгрузки; *5* — главный подземный водораздел Русской платформы — граница Северо-Русской и Южно-Русской водонапорных подсистем; *6* — граница Балтийского нефтегазоносного водонапорного бассейна; *7* — граница Среднерусского возможного нефтегазоносного водонапорного бассейна; *9* — граница Причерноморского нефтегазоносного водонапорного бассейна; *10* — граница Днепровско-Донецкого нефтегазоносного водонапорного бассейна; *11* — граница Волго-Уральского нефтегазоносного водонапорного бассейна (на основании пьезометрических поверхностей вод водоносных комплексов).

Остальные условные обозначения см. на рис. 30.

платформы имеют наиболее высокую пьезометрическую поверхность в приподнятых внутренних частях кристаллического фундамента Русской платформы — на Белорусской и Воронежской антеклизах, Токмовском своде, Казанской седловине, северной вершине Татарского и Коми-Пермяцкого сводах. Пьезометрические поверхности, облекая эти структуры западной, центральной и северо-восточной частей платформы, почти радиально снижаются в сторону Львовской мульды, Балтийской синеклизы, Латвийской седловины, Московской синеклизы, Предтиманского прогиба, Верхнекамского прогиба, Бирской седловины, Абдуллинской впадины, Бузулукского прогиба, юго-восточного склона платформы, осложняясь при этом многими положительными и отрицательными формами, особенно на участках некоторых возвышенностей (Валдай и др.), разломов, повышенной трещиноватости, размытости флюидоупоров и др. Еще далее на запад, север, восток и юг пьезометрическая поверхность водоносного комплекса продолжает снижаться до отметок, близких к уровню морей.

Таким образом, общее движение вод комплекса направлено от внутренних тектонически приподнятых областей платформы, где, очевидно, находятся главные области создания напора вод, к ее окраинным частям — прибрежным морским равнинам, озерам, впадинам Балтийского и Белого морей, впадинам Каспийского и Черного морей, т. е. к зонам разгрузки напорных вод. Следовательно, основная область питания приурочена к внутренней части Русской платформы, а не к ее складчатому обрамлению — Уралу, Тиману и другим горным сооружениям, где отложения комплексов часто выходят на дневную поверхность. Как указывалось, большая часть отложений комплексов не выходит на дневную поверхность в областях питания, и поэтому пополнение их ресурсов инфильтрационными водами происходит из вышележащих отложений.

На пьезометрической поверхности комплексов прослеживаются два основных крыла падения напоров: первое направлено на запад, северо-запад и север, а второе на восток, юго-восток и юг; водораздел между ними проходит по западным и восточным склонам Белорусской антеклизы, откуда переходит на Воронежскую антеклизу по линии Кричев—Брянск—Климовичи—Орел, затем в северо-восточном направлении пересекает Пачелмский прогиб по линии Ряжск—Каверино; продолжается между северной и южной вершинами Токмовского свода, сечет Казанскую седловину, выходит на северную вершину Татарского свода и далее идет на северо-восток через Коми-Пермяцкий свод к району сочленения Тимана и Урала (район Чердыни—Красновишерска).

Таким образом, судя по пьезометрическим поверхностям (рис. 30—33), основное питание комплексы отложений получают в системе внутренних крупных положительных структур платформы: Белорусской, Воронежской, Токмовской, Казанской, северной части Татарской, Коми-Пермяцкой, т. е. именно к ним приурочена главная область создания напора и водного питания отложений водонапорной системы Русской платформы (Г. П. Якобсон, 1963).

Основываясь на данных динамики вод, на направленности их движения, его масштабах в течение длительного инфильтрационного этапа последнего гидрогеологического цикла развития системы, наконец, на наблюдаемых скоростях движения подземных вод, приходим к заключению о том, что почти повсеместно седиментационные воды вытеснены инфильтрационными.

Характер изменчивости химического состава подземных вод по направлению движения вод (рис. 35—38), зависимость минерализации и

особенно метаморфизованности вод (по Na/Cl) от скорости водообмена в отдельных частях системы также подтверждает повсеместно происходящее в водонапорной системе Русской платформы движение подземных вод и их весьма сложный водообмен.

В пьезометрических поверхностях водонапорной системы Русской платформы или, как в дальнейшем будем ее именовать, нефтегазоносной водонапорной системы Русской платформы намечаются водоразделы, которые охватывают обособленные области флюидообмена. Так, отмеченный выше основной водораздел пьезометрических поверхностей регионально распространенных отложений современной нефтегазоносной водонапорной системы Русской платформы, секущий с юго-запада на северо-восток почти всю ее территорию, и установленные два основных крыла пьезометрических поверхностей определяют две самостоятельные обособленные области водообмена (флюидообмена) в пределах распространения комплексов на платформе с областями стока к окраинам платформы.

Более северную область можно назвать Северо-Русской, а вторую Южно-Русской. В пределах названных областей местными переломами в изопьезах комплексов выделяются контуры современных нефтегазоносных водонапорных и, возможно, нефтагозоносных водонапорных бассейнов, со свойственными им направленностью падения напоров (стока и разгрузки воды). Так, в Северо-Русской области выделяются следующие бассейны: нефтегазоносный водонапорный Балтийский, возможно нефтегазоносный водонапорный Среднерусский; в Южно-Русской области крупнейший нефтегазоносный водонапорный — Волго-Уральский, нефтегазоносный водонапорный Днепровско-Донецкий и др. (рис. 34).

Балтийский бассейн охватывает западные области водонапорной системы Русской платформы (лишь его восточная часть входит в пределы территории Советского Союза). На большей части территории он приурочен в основном к Балтийской впадине. Его граница, выделенная на основании пьезометрических карт, начинается на севере в районе Финского залива, затем из районов Таллина она проходит по южному склону Балтийского щита поблизости от городов Тарту и Локно, на Латвийскую седловину. Далее граница выходит на северные склоны Белорусского выступа фундамента (восточнее г. Шевченко), у г. Минска поворачивает в направлении г. Бреста и проходит далее на территории Польской республики. Области питания комплексов в основном располагаются вдоль отмеченной выше границы на южных склонах Балтийского щита, западнее Латвийской седловины, на северо-западных и западных склонах Белорусского выступа и восточных склонах Прибалтийской впадины. Основная область стока занимает центральные и северные области Балтийской впадины. Областью разгрузки является Балтийское море.

Восточнее Балтийского бассейна размещается возможно нефтегазоносный водонапорный бассейн платформы — Средне-Русский, который полностью занимает центральные и частично северные районы Русской платформы. Его западная граница протягивается от Финского залива и до Белорусского выступа фундамента и совпадает с восточной границей Балтийского бассейна. От западных склонов Белорусского выступа (район г. Минска) и до сводовых частей Коми-Пермяцкого (г. Рудничный) южная и восточная границы бассейна проходят по главному водоразделу вод Русской платформы.

Основная область напора водного питания Среднерусского бассейна совпадает с главной областью питания Русской платформы в районах

западных склонов Белорусского выступа, северных частей Жлобинской седловины, северных склонов Воронежского свода, западных областей Рязано-Саратовского прогиба, западных склонов Токмовского свода, западных районов Казанской седловины и западных склонов северной вершины Татарского свода. Областью стока является вся глубоко погруженная часть Московской впадины, а областью разгрузки — впадины Чудского, Ладожского, Онежского озер и в конечном итоге Балтийского и Белого морей.

Крупнейшим бассейном водонапорной системы Русской платформы является современный Волго-Уральский нефтегазоносный водонапорный бассейн (рис. 34). Западная его граница намечается в пределах крупных положительных структур Русской платформы: Коми-Пермяцкого свода, северной вершины Татарского и Токмовского сводов, Воронежского кристаллического массива, т. е. в районах водораздела двух крупнейших областей водообмена платформы: Южно-Русской и Северо-Русской.

Граница бассейна на северо-востоке и западе, начинаясь в районе сочленения Урала и Тимана, проходит севернее Чердыни в направлении г. Гайны, севернее от него поворачивает на юг и юго-запад, идет через г. Рудничный до районов, расположенных юго-восточнее г. Омутнинска, затем северо-восточнее Вятских Полян граница поворачивает в направлении г. Чебоксары, откуда идет через пункты Сергач—Первомайск, Сасово на Липецк. Круто изгибаясь восточнее г. Воронежа, она прослеживается далее в сторону района г. Морозовка (юго-восточные склоны Воронежского свода), проходит через Цимлянское водохранилище к погребенному валу Карпинского и выходит к побережью Каспийского моря. Южнее г. Астрахани через Каспийское море граница поворачивает на северо-восток в направлении Мугоджар, откуда идет по водоразделу Урала до причленения к нему Тимана.

Главной областью питания Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна является та часть главной области питания Русской платформы, которая приурочена к Коми-Пермяцкому своду и северной вершине Татарского свода, к южным частям Казанской седловины и восточным склонам Токмовского свода, к юго-восточным областям Рязано-Саратовского прогиба и восточным склонам Воронежского свода.

Западные склоны Урала являются дополнительными областями водного питания Волго-Уральского бассейна. Дополнительные области питания прослеживаются также на северо-восточных склонах Пермско-Башкирского свода, в районе Пермского Прикамья и др.

Область стока занимает обширную территорию, захватывая почти все основные структуры бассейна: Верхнекамскую впадину, Центральную и Белебей-Шкаповскую вершины Татарского свода, Мелекесс-Радаевскую впадину, Бирскую седловину, Пермско-Башкирский свод, Оренбургский свод, Жигулевско-Пугачевский свод, юго-восточный склон Русской платформы. В пределах области стока падение напоров отличается довольно сложным характером, что говорит о различии гидродинамических режимов на отдельных участках. На некоторых основных структурах наблюдаются локальные участки водного подпитывания водоносных комплексов.

Область разгрузки подземных вод бассейна приурочена к Прикаспийской впадине. Особенности этой разгрузки из-за глубокого залегания водоносных комплексов и отсутствия гидрогеологических данных еще не определены. Однако судя по направлению стока, оконтуривающего эту впадину, значительная область разгрузки находится именно в этой части бассейна.

МЕТАМОРФИЗОВАННОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАК ОДИН ИЗ ОСНОВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ СОСТАВА

Карты стока глубоко залегающих палеозойских комплексов показывают, что и в самых глубоких частях платформы происходит движение водных масс. При этом их скорости таковы, что за время установившегося на платформе континентального режима (конец палеозоя — начало мезозоя) водообмен в пределах преобладающей части комплексов платформы совершался, вероятно, неоднократно. Все это говорит в пользу преимущественно инфильтрационного происхождения вод. Поэтому мы на основании приведенных материалов считаем, что на рассматриваемой территории Русской платформы в описываемые комплексы поступают инфильтрационные воды, которые при своем движении по пластам растворяют и выщелачивают соли из пород, вступают в реакции катионного обмена, меняют свой состав в результате окислительно-восстановительных процессов, наиболее распространенным из которых является процесс сульфатредукции. Существуют и другие процессы, например диффузионное выщелачивание, осмотический эффект и др., влияние которых на формирование состава природных вод, по-видимому, менее существенно.

Степень концентрирования тех или иных компонентов ионно-солевого комплекса пород в подземных водах определяется их растворимостью при данной минерализации. Ионно-солевой комплекс является подвижной частью породы и, по определению А. Н. Бунеева (1956), состоит из солей в твердой фазе, растворенных солей (поровые воды), а также из поглощенного комплекса.

По данным М. С. Яншиной, прослеживается связь между увеличением солености пород и суммой поглощенных оснований. В области питания (города Орша, Смоленск, Брянск) в выщелоченных породах фиксируется замена ионов натрия и калия кальцием и магнием. Кроме того, количество выделенных катионов составляет не более 3,7 мг-экв на 100 г породы, а концентрация солей по водным вытяжкам равна 6,0 мг-экв. В областях же, удаленных от районов питания, например в скважине Мосолово, сумма поглощенных оснований достигает 25 мг-экв на 100 г породы, а максимальная концентрация солей по вытяжкам равна 64 мг-экв. В поглощенном комплексе засоленных пород главная роль принадлежит щелочам. Однако поглощенные кальций и магний составляют не менее 30% общей емкости, в карбонатных же породах поглощенные щелочноземельные катионы превышают 50% общей емкости. В глинистых отложениях фиксируется невысокое содержание поглощенного комплекса, которое не превышает 2,7 мг-экв на 100 г породы. Результаты анализа фильтратов водных вытяжек из пород северной половины Московской синеклизы свидетельствуют о том, что концентрация хлоридов натрия в водах постепенно возрастает за счет растворения твердых солей хлористого натрия, несмотря на их незначительное количество в породах.

Изменение содержания Na и Cl в водах характеризует степень метаморфизации подземных вод, и отношение $r\mathrm{Na/Cl}$, как указывал В. А. Сулин, является важнейшим генетическим показателем. Анализ изменения этого коэффициента показывает, что он является наиболее тонким гидрогеологическим «инструментом» как при выяснении региональных гидрогеологических условий территории, так и для более детальной оценки тех или иных гидрогеологических параметров: условий водообмена отдельного комплекса и взаимосвязи группы комплексов, наличия тех или иных отложений и геохимических процессов и др. Он гораздо объ-

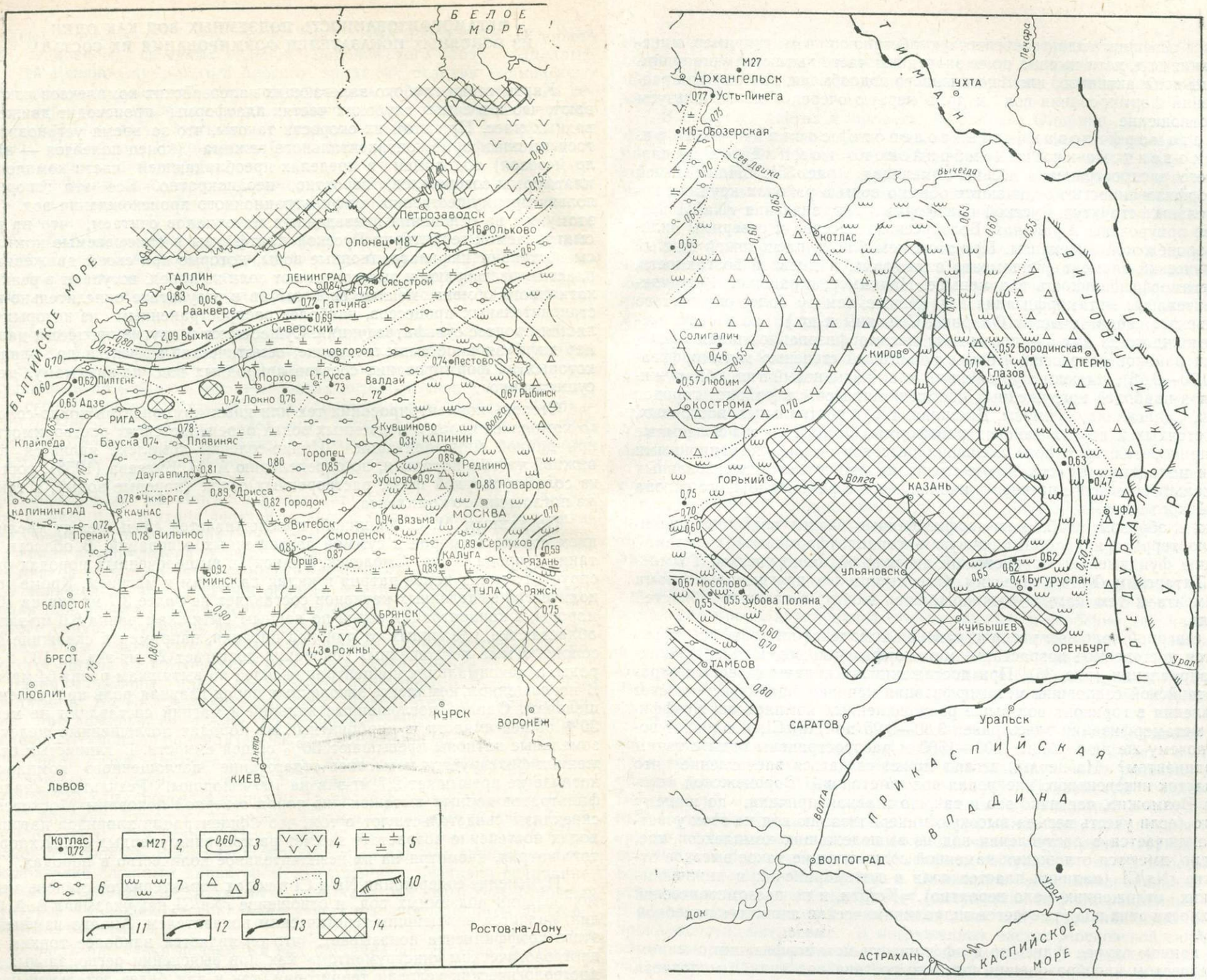


Рис. 35. Карта метаморфизации (по $r\frac{Na}{Cl}$) и минерализации вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса Русской платформы.

Составил Г. П. Якобсон

1 — скважина и величина $r\frac{Na}{Cl}$; *2* — минерализация, г/л; *3* — изолинии величины $r\frac{Na}{Cl}$; миненицы зон различной минерализации; *10* — граница складчатого Урала; *11*—граница Предуральского прогиотсутствия отложений водоносного комплекса.

ралнзация вод комплекса, г/л: *4* — 1—10, *5* — 10—100, *6* — 100—200, *7* — 200—260, *8* — более 260, *9* —гра-ба; *12* — граница Прикаспийской впадины; *13* — водораздельная линия Урала и Тимана; *14* — область

ективнее освещает гидрогеологическую обстановку, чем, например, минерализация вод, хотя именно по ее значениям часто пытаются установить границы зоны активного или замедленного водообмена, поэтому при рассмотрении формирования вод и др. в первую очередь мы используем это соотношение.

Метаморфизованность солевого состава вод рифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса по площади его распространения весьма изменчива (рис. 35). Наименьшей метаморфизованностью отличаются обычно воды в районах крупных положительных структур Русской платформы. Так, значения *r*Na/Cl 0,90 и более приурочены к районам Белорусского массива и северным склонам Воронежской антеклизы. При этом чем ближе расположен данный тектонический элемент фундамента платформы к дневной поверхности, тем метаморфизованность вод меньше. Например, в районах Воронежской антеклизы метаморфизация вод меньше, чем у более опущенного Сысольского свода (участок Опарино, Сырьяны и др.), но в свою очередь у каждого из них она превышает метаморфизованность вод прилегающих районов депрессии. Воды с наивысшей степенью метаморфизации (0,70—0,45), имеющие устойчивый хлор-кальциевый тип, обнаруживаются в наиболее погруженных частях комплекса: в районе городов Рязани, Солигалича, Туймазы, Шкапово, т. е. в центральных, восточных, юго-восточных и других районах платформы. Особый состав подземные воды приобретают в районе смешения рассолов с инфильтрационными водами молодого возраста. Такое смешение сильно метаморфизованных хлор-кальциевых вод с пресными наблюдается в районах южного склона Балтийского щита.

Таким образом, слабо метаморфизованные воды занимают значительную территорию, образованную внутриплатформенной системой выступов фундамента: Воронежской антеклизой, Белорусским, Токмовским, Татарским, Котельническим, Сысольским и другими выступами фундамента и тем самым подтверждают контуры главных областей питания.

В северной половине распространения комплекса на платформе фиксируется постепенное возрастание метаморфизации вод в северо-западном направлении (рис. 35). При достижении же водами северных окраин Латвийской седловины метаморфизация начинает снижаться за счет поступления в горизонт вод выше расположенных комплексов. Коэффициент метаморфизации здесь равен 0,80—0,95 по *r*Na/*r*Cl. Возникает вопрос, почему же на глубине 1000—1500 м распространены воды с таким коэффициентом? На первый взгляд может создаться впечатление, что это участок интенсивного внедрения вод со стороны Воронежской антеклизы. Возможно, частично это и так, но главная причина, по нашему мнению (если учесть весьма высокую минерализацию вод на этом участке), заключается в поступлении вод из вышележащих комплексов, где, очевидно, имеются отложения каменной соли, дающие такое высокое отношение *r*Na/Cl (наличия пластов соли в докембрийских и нижнекембрийских отложениях мало вероятно). Кстати, и на пьезометрической поверхности этих вод отмечается гидродинамическая аномалия подобной формы.

В данном случае судить по коэффициенту метаморфизации о малом геохимическом преобразовании солевого состава вод (или о молодости вод) не приходится. Здесь нужно одновременно учитывать и другие гидрогеологические факторы. В прилегающей с востока к этому району Рязано-Саратовской впадине при некотором увеличении минерализации коэффициент метаморфизации вод резко возрастает, что происходит в

связи с погружением пород комплекса на большую глубину (1700 м) и обогащением разреза глинистыми породами, в результате чего, вероятно, усиливаются процессы обменной адсорбции, и воды обогащаются кальцием.

В северных частях комплекса, в районах Опарино, Котласа, метаморфизация вод сравнительно невелика: коэффициент метаморфизации равен 0,71—0,72. Некоторое уменьшение метаморфизации вод от Сысольского свода к Котласу дает возможность предположить, что в этом районе располагается значительная область водного подпитывания. Это подтверждается и характером пьезометрической поверхности вод в этом районе (рис. 30, 35).

В наиболее прогнутых районах платформы, например, в центральных частях Московской синеклизы, встречаются максимально метаморфизованные и минерализованные воды, отношение *r*Na/Cl достигает величины 0,60—0,45. Очень быстро происходит нарастание степени метаморфизации вод также на востоке Белебей-Шкаповской вершины Татарского свода и особенно на восточных и юго-восточных склонах Русской платформы, где коэффициент метаморфизации 0,50 и менее.

Отсутствие на описываемой площади значительных районов с одинаковой метаморфизацией и минерализацией подземных вод согласуется с данными о наличии движения вод. Этот факт также говорит о непрерывно происходящих изменениях в солевом составе вод комплекса.

Изменение солевого состава вод по площади подчиняется, таким образом, отмечаемым ниже определенным закономерностям. Используя отношение *r*Na/Cl, можно наметить определенную зональность. Гораздо труднее выделить отдельные зоны по минерализации. Для больших глубин, на которых залегает комплекс, она однообразна и не так отчетливо отражает режим нижнекембрийских вод.

Метаморфизованность вод средне-верхнедевонского комплекса. Среди вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса преобладают сульфатно-магниевые и особенно хлоркальциевые. Их метаморфизованность по площади развития комплекса меняется в очень широких пределах: отношение *r*Na/Cl варьирует от 1,0 (и выше) до 0,43, а минерализация вод колеблется от долей грамма на 1 л до 320 г/л. Такие колебания вызваны большими различиями в условиях формирования вод.

В отличие от кембрийских вод полоса слабо метаморфизованных вод средне-верхнедевонского комплекса не только окружает систему поднятий фундамента, но и занимает всю западную часть развития комплекса (рис. 36) — Прибалтийскую впадину, Латвийскую седловину, Белорусский массив и Воронежскую антеклизу, западный и юго-западный борта Московской синеклизы. Коэффициент метаморфизации для средне-верхнедевонских вод на большей части территории гораздо выше, чем для вод кембрийских. В полосе, тянущейся вдоль побережий Балтийского моря, Ладожского и Онежского озер, минерализация вод резко снижается, очевидно, за счет поступления инфильтрационных вод. В области смешивается два основных типа вод: хлоркальциевые и гидрокарбонатно-натриевые. В погруженных частях Московской синеклизы метаморфизованность вод быстро возрастает. В пределах Бирской седловины, Абдуллинской и Бузулукской впадин и на юго-восточных склонах платформы метаморфизованность вод характеризуется отношением *r*Na/Cl ниже 0,68. Наиболее метаморфизованы воды в областях, прилегающих к Юрюзано-Сылвенской депрессии и северным и западным бортам Прикаспийской впадины. Рисунок изолиний метаморфизованно-

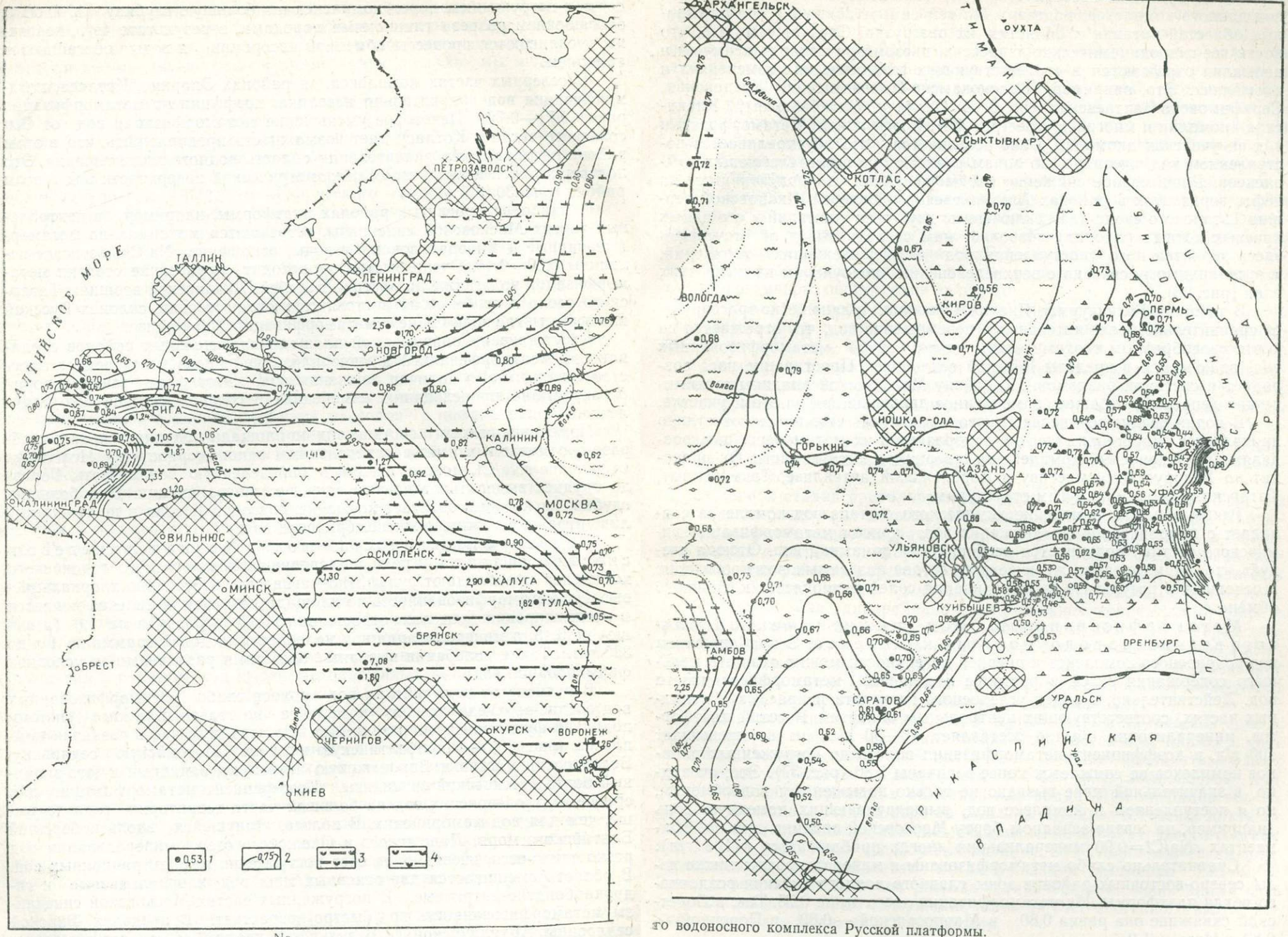


Рис. 36. Карта метаморфизации (по $r\frac{Na}{Cl}$) и минерализации вод средне-верхнедевонско-го водоносного комплекса Русской платформы.

Составил Г. П. Якобсон

1 — скважина и величина $r\frac{Na}{Cl}$; 2 — изолинии величины $r\frac{Na}{Cl}$; 3 — участки распространения вод с величиной $r\frac{Na}{Cl}<0{,}90$ в областях разгрузки в смежных районах; 4 — участки распространения вод с величиной $r\frac{Na}{C}>0{,}90$ в областях питания и смежных районах.

Остальные условные обозначения см. на рис. 35.

сти вод в принципе повторяет рисунок пьезометрической поверхности вод данного комплекса, подтверждая тем самым движение вод от главных областей питания к областям их разгрузки. Следует отметить, что почти все гидродинамические депрессии, пьезометрические максимумы и аномалии отражаются в соответствующих геохимических изменениях и аномалиях. Это, например, Краснокамско-Полазненская, Куединская, Серафимовско-Балтаевская (по Б. В. Озолину, Октябрьская), Кикинская аномалии и многие другие (рис. 36). Коэффициент метаморфизации вод на участках аномалий резко повышается, что обусловливается поступлением вод, очевидно, по зонам разломов из вышезалегающих комплексов. Равномерное снижение метаморфизации в продуктивных на нефть горизонтах в районах Альметьевской и Белебей-Шкаповской вершин Татарского свода (за исключением двух-трех аномалий в его самых краевых южных районах) позволяет нам сделать вывод об отсутствии здесь значительного поступления вод из вышележащих отложений, что, по-видимому связано с верхнедевонским водоупором из кыновских глин (рис. 26).

В районах Голюшурмы, Янаула, Орьебаш, Арлана четко трассируется сравнительно более интенсивное перемещение вод, что отражается на карте своеобразным геохимическим носом слабо метаморфизованных вод, вдающимся в пределы Бирской седловины. Простирание носа совпадает с системой разломов. По району Мелекесской впадины геохимическая депрессия отражает замедленное движение вод на этом участке.

В водах средне-верхнедевонского комплекса еще более отчетливо проявляется гидрогеохимический водораздел в их метаморфизации, разделяющий водоносный комплекс на северную и южную части. Он проходит по Белорусскому массиву и Воронежской антеклизе, Токмовскому, Татарскому сводам и другим структурам.

Таким образом, изменение химического состава вод комплекса совпадает с направленностью движения вод, причем метаморфизация химического состава подчиняется особенностям динамики вод. Отсюда следует, что формирование химического состава подземных вод происходит в основном в результате выщелачивания солей и процессов катионного обмена.

Метаморфизованность вод нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса. С приближением вод водоносного комплекса к дневной поверхности можно ожидать меньшего содержания солей в растворе и меньшей метаморфизованности вод. Действительно, в водах угленосного горизонта в краевых и западных частях, соответствующих центральным областям Русской платформы, минерализация обычно составляет 40—50 г/л и не превышает 100 г/л, и коэффициент метаморфизации вплоть до погруженных районов комплекса не снижается менее величины 0,80 (рис. 37). Это, очевидно, в значительной мере вызвано не только повышенным водообменом, но и поступлением в комплекс вод, выщелачивающих каменную соль (например, на северо-западном борту Московской впадины при коэффициентах $r\mathrm{Na/Cl}=0{,}90$ минерализация иногда приближается к 100 г/л).

Сравнительно слабо метаморфизованы и минерализованы также воды северо-восточных районов зоны главного водного питания осадочного чехла платформы. Их метаморфизация здесь выше 0,75. Так, в Советской скважине она равна 0,80, в Марпосадской — 0,82, в Порецкой — 0,82, в Иссе — 1,0.

Особенно сложной картиной изменения состава вод отличаются районы развития нижнекаменноугольного комплекса в юго-восточной части Волго-Уральской провинции. Если в районе Коми-Пермяцкого свода

Верхнекамской впадины величина коэффициента метаморфизации вод сравнительно невелика, то в пределах моноклинального склона платформы, на Оренбургской, Жигулевской и Пугачевской вершинах, она резко увеличивается до 0,98 (рис. 37). Мы предполагаем, что эта грандиозная гидрохимическая аномалия в виде хлорнатриевых рассолов с rNa/Cl до 0,98 в продуктивном нижнекаменноугольном комплексе вызвана располагающимися поблизости скоплениями нижнепермских солей. Следовательно, можно ожидать поступления вод из вышележащих водоносных комплексов, контактирующих с пермскими солями. При тщательном анализе выясняется, что в водах, лежащих выше комплексов, величина rNa/Cl часто меньше, чем в водах нижнекаменноугольных водоносных отложений. По-видимому, рассматриваемая аномалия связана также и с процессами сульфатредукции, развитыми в окско-серпуховских гипсоносных отложениях. В результате этих процессов кальций выводится из раствора ($CaCO_3$ выпадает в осадок при удалении CO_2), а содержание натрия в солевом составе вод увеличивается за счет его активного поступления из пород[1].

В пользу процесса биохимической сульфатредукции говорит также отмечаемое здесь в ряде случаев увеличение в подземных водах содержания иона HCO_3^1, которое часто бывает связано с этим процессом.

Совместное расмсотрение карт пьезометров и метаморфизации состава вод по охарактеризованным комплексам показывает тесную связь степени метаморфизма подземных вод с динамикой, что хорошо согласуется с представлением об инфильтрационном происхождении вод комплексов, их постепенном обогащении солями и изменении по пути движения. В связи с этим можно выделить несколько стадий формирования состава вод.

В первой стадии преобладают процессы выщелачивания солей из пород, и особенно заметно выступает связь состава вод и пород. Наблюдается выщелачивание хлоридов натрия, сульфатов кальция, карбонатов магния и кальция и прочих солей, что подтверждается широко развитым в этих районах карстом. В общем виде эта стадия отмечается в главной области питания и частично она захватывает область стока. Уже в первой зоне одновременно с возрастанием концентраций солей в водах в основном в результате выщелачивания из осадочных пород хлористых и других солей начинают происходить процессы обменной адсорбции. Степень метаморфизации вод в этой зоне невелика и составляет примерно 0,8 и выше. Преимущественным распространением пользуются азотные газы (воздушного и биогенного происхождения).

При дальнейшем движении вод в первой гидродинамической зоне и начале второй зоны (зоны стока) химический состав вод, наряду с увеличением концентрации за счет солей NaCl, начинает подчиняться в первую очередь свойствам растворимости тех или иных компонентов при продолжающихся процессах обменной адсорбции. При миграции вод во второй гидродинамической зоне на больших глубинах в течение длительного времени происходит постепенное изменение хлорнатриевого состава вод за счет увеличения содержания кальция. Эта гидрохимическая зона соответствует коэффициентам метаморфизации примерно 0,80—0,50. Здесь в районах обогащения разреза органическими соединениями резко увеличивается общее содержание газов за счет биогенного азота, метана и частично тяжелых углеводородов.

---

[1] Указанные процессы могут происходить как в водах самих водоносных окско-серпуховских отложений, так и непосредственно в бобриковском горизонте при поступлении в него окско-серпуховских вод, обогащенных сульфатами.

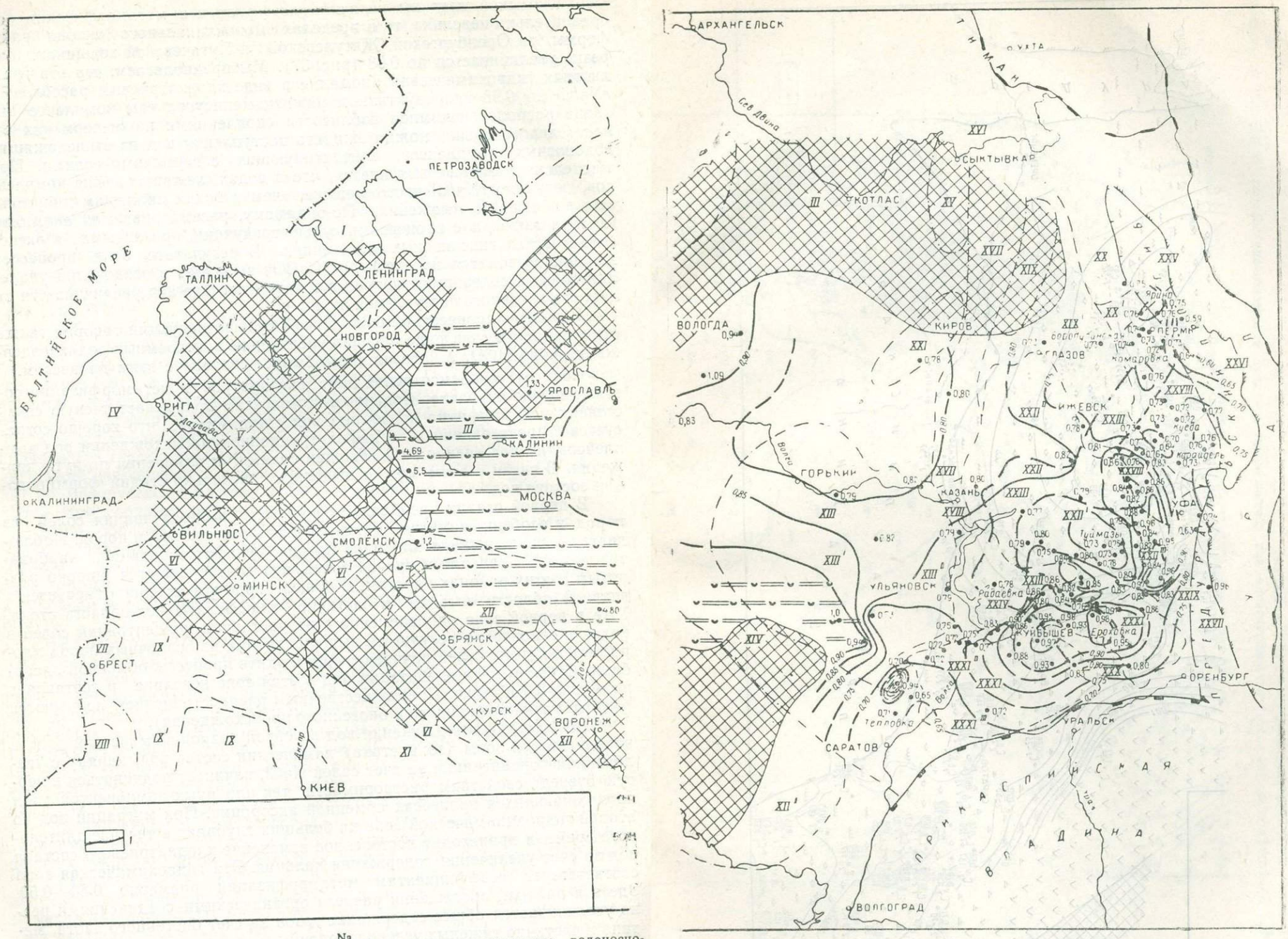
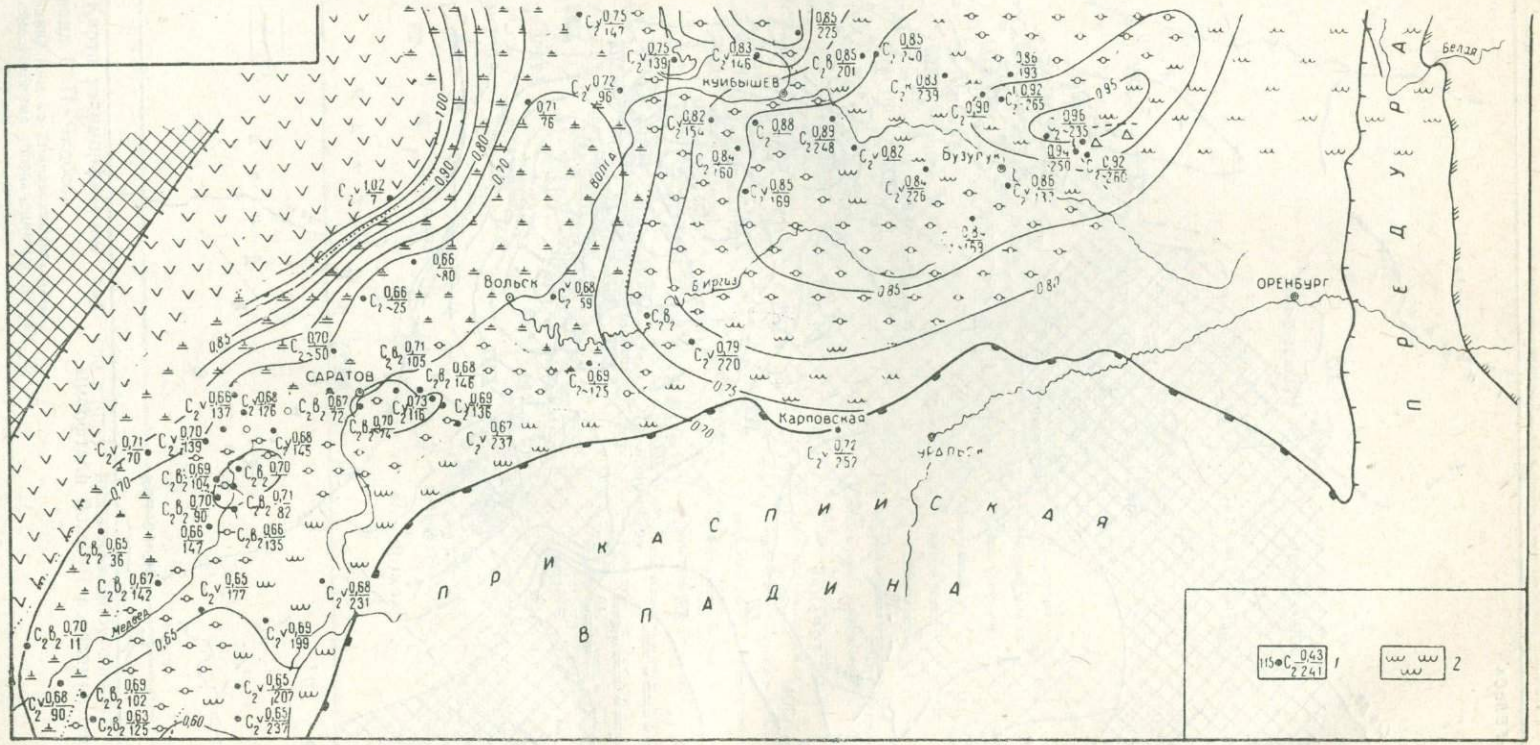


Рис. 37. Карта метаморфизации вод (по $r\frac{Na}{Cl}$) нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса Русской платформы.

Составил Г. П. Якобсон

1 — граница Камско-Кинельской впадины.
Остальные условные обозначения см. на рис. 35, 36.


Вольск
САРАТОВ
Куйбышев
Бузулук
ОРЕНБУРГ
Карповская
Уральск
Волга
Белая
ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА
ПРЕДУРАЛЬЕ
Мелекеса
1
2

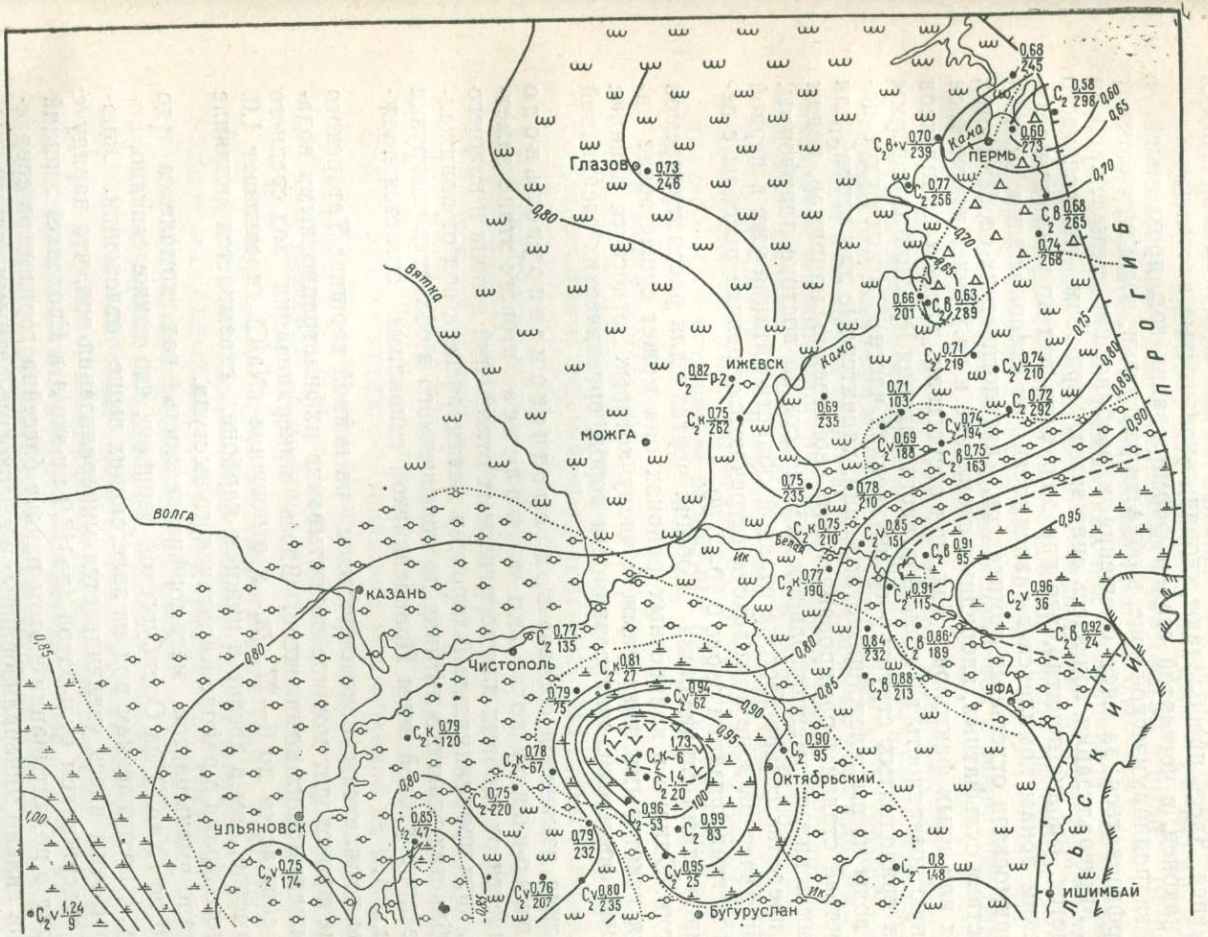


Рис. 38. Карта метаморфизации (по $r\frac{Na}{Cl}$) и минерализации вод среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса (с привлечением ряда данных по смежным комплексам).

Составили Г. П. Якобсон, Ю. М. Качалов.

1 — скважина, возраст горизонта, *дробь*; в числителе — $r\frac{Na}{Cl}$, в знаменателе — общая минерализация, г/л; *2* — минерализация вод комплекса 200—260 г/л.

Остальные условные обозначения см. на рис. 35.

В следующей, третьей стадии, протекающей также во второй гидродинамической зоне, в наиболее погруженных комплексах платформы (на глубине обычно около 2000 м и более) в мигрирующем природном растворе, очевидно, преобладают реакции обменной адсорбции. Дальнейшее нарастание минерализации происходит очень медленно, так как, по-видимому, достигаются пределы растворимости солей. Отношение *r*Na/*r*Cl 0,50 и менее. Здесь преобладают хлоридно-кальциевые рассолы.

И, наконец, в четвертой стадии формирования вод, проходящей в третьей гидродинамической зоне, в области разгрузки, воды продолжают метаморфизоваться за счет смешения и разбавления вышележащими водами. Минерализация вод здесь снижается, при этом тип вод часто сохраняется. Вполне понятно, что при движении вод по различным динамическим зонам комплекса в зависимости от расположения, мощности, взаимосвязи отдельных комплексов, литологических особенностей (присутствия сульфатных, хлоридных скоплений и др.) будет изменяться роль тех или иных факторов. Так, при отсутствии выхода комплексов на дневную поверхность в Главной области питания Русской платформы (система приподнятых структур ее внутренней части) в них будут поступать воды из вышележащих отложений, характерные для второй или даже третьей стадии формирования. Это свойственно, например, водам девонских и нижнекаменноугольных комплексов на востоке платформы. Здесь в пределах северо-востока главной области питания уже в первой гидродинамической зоне комплексов встречаются крепкие рассолы с величиной метаморфизации около 0,70—0,80.

Данная схема справедлива в общих чертах для рассматриваемой территории. Однако в конкретных районах она может существенно нарушаться некоторыми факторами, к числу которых относится влияние галогенных формаций, загипсованности пород, органических соединений и др.

Картина изменения состава вод среднекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса второго этапа заметно отличается от таковых для терригенных отложений девона и нижнего карбона, хотя принципиальный характер метаморфизма вод от пониженного в областях главного питания до повышенного в областях разгрузки в районе прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы остается прежним (рис. 38).

Воды комплекса сильно опреснены на южной вершине Татарского свода, где происходит мощное подпитывание инфильтрационными водами из вышележащих комплексов. Здесь минерализация вод среднего карбона снижается до 6—27 г/л, а отношение *r*Na/Cl превышает 1,0. Более заметно, чем в девоне и нижнем карбоне, сказывается влияние складчатого Урала в районе Каратауского выступа.

Заметно уменьшается метаморфизованность вод комплекса (до 0,94—0,96 по *r*Na/Cl) на Оренбургской вершине, что также связано, по-видимому, с поступлением вод из залегающих выше отложений. Одновременно с этим здесь увеличивается минерализация вод, что наряду с высоким содержанием сульфатов (до 48,9 мг-экв/л в Ероховке) лишний раз говорит о подпитывании в этом районе бассейна горизонтов среднего карбона сильно минерализованными высокосульфатными водами нижнепермских подсолевых отложений. Очевидно, аналогичные процессы происходят на восточном погружении Жигулевской вершины.

Одна из основных областей поступления инфильтрационных вод в отложения среднего карбона, приуроченная к Воронежской антеклизе и Токмовскому своду, четко выделяется зоной распространения слабо минерализованных и метаморфизованных вод.

В результате рассмотренных выше особенностей в изменении величины метаморфизации вод комплексов, связанных с различными стадиями их формирования, нам представляется возможным выделить следующие гидрохимические зоны:

1. Зона мало метаморфизованных вод с величиной отношения $r\text{Na/Cl}=0{,}80$ и выше. Она включает подзоны: а) весьма слабо метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/Cl}=0{,}90$ и выше; б) слабо метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/Cl}=0{,}90—0{,}80$;

2. Зона метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/}r\text{Cl}=0{,}80—0{,}50$. Эта зона также подразделяется на подзоны: а) средне метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/Cl}=0{,}80—0{,}70$ и б) высоко метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/Cl}=0{,}70—0{,}50$.

3. Зона сильно метаморфизованных вод с величиной $r\text{Na/Cl}$ — менее 0,50.

Таким образом, по мнению автора, концентрация и соотношение основных ионных компонентов хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод в крупных водонапорных системах в целом и в основных региональных водоносных комплексах во многом определяются гидродинамическими особенностями формирования водонапорной системы. Основную роль в формировании солевого состава вод имеют тектонические и литолого-фациальные особенности строения водонапорной системы, интенсивность и масштабы элизионных и инфильтрационных этапов при ее развитии, палео- и современная гидродинамика.

В периоды морских трансгрессий ресурсы подземных вод создаются за счет вод морских бассейнов, в последующем погребенных совместно с водоносными и водоупорными толщами. Во время региональных поднятий отложения комплекса часто выходят на поверхность и подвергаются внедрению континентальных вод (инфильтрационному питанию). В отложениях комплексов водонапорных систем, в которых перемещаются эти основные разновидности подземных вод, протекают процессы растворения солей, катионного обмена, окислительно-восстановительные реакции и другие менее важные процессы. В результате происходит сложная метаморфизация вод, усложняемая их взаимным смешением и вытеснением при различной длительности элизионных и инфильтрационных этапов, которые в конечном итоге определяют уровень запасов в бассейне седиментационных или инфильтрационных вод.

Региональное изучение гидрогеологических бассейнов Советского Союза показало повсеместное существование почти во всех водоносных комплексах бассейнов перепадов приведенных давлений, т. е. наличие подземного стока. Формирование химического состава хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод происходит в основном на площади развития водоносного комплекса, а не по вертикальному разрезу отложений водонапорной системы. Это объективно отражает горизонтальная гидрохимическая зональность соотношения ионов $Na^{\cdot}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$, проявляющаяся по площади комплекса значительно более четко, чем вертикальная зональность этих компонентов в водонапорной системе или бассейне.

Накладываясь друг на друга, гидрогеохимические зоны отдельных комплексов образуют вертикальную зональность в структуре бассейна. Скорости фильтрации пластовых вод обычно на много порядков превышают скорости диффузионных процессов. Таким образом, вертикальная зональность в основном возникает за счет горизонтального элизионно-инфильтрационного движения водных масс и формирования при этом их

солевых компонентов в пределах отдельных комплексов, а не за счет вертикального перемещения ионов в бассейне.

Закономерные изменения минерализации и метаморфизации (по *r*Na/*r*Cl) хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод Прибалтийского, Среднерусского, Волго-Уральского и других бассейнов водонапорной системы Русской платформы находятся в соответствии с их палео- и современной гидродинамикой.

Даже в глубоко погруженных частях комплексов отчетливо проявляется тесная связь состава хлоридных натриево-кальциевых вод с гидродинамическими условиями: в районах с относительно повышенной интенсивностью водообмена, как правило, наблюдается меньшая степень метаморфизованности вод.

В отложениях водоносных комплексов Русской платформы не встречены области с одинаковой степенью метаморфизации и минерализации подземных вод, что соответствует данным гидродинамики — отсутствию здесь застойности и наличию повсеместного движения вод.

Происхождение крепких хлоридных натриевых рассолов в крупных водонапорных системах в последнее время часто связывают с их гравитационным опусканием из областей образования соленосных толщ. Однако наличие в нижних частях многих соленосных толщ Русской платформы эпигерцинской платформы юга СССР и в других районах гипсоносных водоупорных горизонтов свидетельствует об ограниченной возможности развития этого процесса как во время начала формирования осадконакопления, так и в последующем. Гидрохимическая и гидродинамическая обстановка в глубоких водоносных комплексах подтверждает это положение.

Отсутствие специфических аномалий в районах повышенной тектонической осложненности указывает на незначительность возможного влияния на формирование хлоридных натриево-кальциевых рассолов ювенильных вод и отдельных компонентов химического состава пород кристаллического фундамента Русской платформы.

Воздействие гидрогеологических факторов не нефтегазовые скопления продолжалось в течение длительного периода мезо-кайнозойских гидрогеологических циклов. При незначительной скорости движения инфильтрационных вод, оно в основном приводило к изменению физико-химических свойств нефтей по разрезу и площади нефтегазоносных бассейнов.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА НЕФТЕЙ

Физико-химические свойства нефтей основных продуктивных комплексов изменяются в широких пределах. Многие исследователи в процессах изменения физико-химических свойств нефтей по площади и по разрезу значительную роль отводят локальным геолого-геохимическим и гидрогеологическим факторам.

К. Б. Аширов (1957), Н. П. Егоров (1965), Т. А. Ботнева (1958), Ю. А. Притула (1957) и другие пришли к заключению об изменении свойств нефтей Урало-Поволжья в зависимости от размеров и типа залежи, характера и площади водонефтяного контакта и других геолого-геохимических показателей.

С. П. Максимов (1964), Т. А. Ботнева (1962), С. Ф. Федоров (1963), А. Г. Габриэлян (1957, 1962) основным фактором, определяющим распределение нефтей разного состава в южных районах Волго-Уральской области, считают аккумуляцию мигрирующих флюидов по принципу диф-

ференциального улавливания. С. П. Максимов (1964) пришел к выводу, что пространственное распределение залежей нефти и газа и качественное различие нефтей в залежах, приуроченных к девонским и каменноугольным отложениям южных районов Волго-Уральской области, подчинены единой закономерности, обусловленной латеральной миграцией нефти и газа при дифференциальном улавливании в цепи ловушек, расположенных на различных гипсометрических отметках по региональному подъему пластов, а также процессом направленности метаморфизма.

По мнению В. Ф. Раабена (1962), близость физико-химических свойств нефтей, независимо от их стратиграфической приуроченности в выделенных им шести зонах обусловлена генетической общностью, единым циклом нефтегазообразования в Урало-Поволжье.

Ю. А. Притула (1957) размещение нефтей различного состава в терригенном комплексе нижнего карбона, отсутствие залежей на северной вершине Татарского свода и улучшение качества нефтей в более юго-восточных районах связывает с уменьшением степени активности пластовых вод по направлению к юго-востоку и востоку платформы.

Гидрогеологическая раскрытость верхней части разреза южной вершины Татарского свода, по мнению В. А. Кротовой, обусловила здесь отсутствие крупных залежей в отложениях среднего карбона. В целом для Волго-Уральской области, согласно В. А. Кротовой (1962), с глубиной минерализация и метаморфизация вод увеличиваются, а плотность и сернистость нефти уменьшаются.

По В. А. Успенскому и Ф. К. Инденбом (1957), основным фактором изменения свойств нефтей является анаэробное окисление их за счет восстановления сульфатов в воде, омывающей залежь.

Работами В. А. Успенского, О. А. Радченко (1947), Н. Б. Вассоевича, Г. А. Амосова (1953), П. Ф. Андреева (1958, 1962) и других установлено, что нефти в условиях, благоприятных для протекания гипергенных процессов, таких как близость земной поверхности (современной или древней), циркуляция инфильтрационных слабо минерализованных и метаморфизованных вод и т. д., претерпевают ряд превращений, существенно влияющих на их состав и свойства.

Под влиянием окислительной обстановки формируются нефти тяжелые, вязкие, обогащенные смолами и асфальтенами, сернистые, с повышенным содержанием в дистиллятной части циклических углеводородов и пониженным содержанием углеводородов, понижен обычно и выход легких фракций.

На основании сопоставления геохимических свойств нефтей с метаморфизованностью вод по $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$, наглядно отражающей изменение гидрогеологической обстановки, в региональном плане для всего Волго-Уральского бассейна было сделано заключение о том, что метаморфизованность вод и геохимические свойства нефтегазовых скоплений изменяются в направлении от главной области питания бассейна (Г. П. Якобсон, 1967). Изменение же состава вод комплексов на востоке Русской платформы в значительной мере вызвано динамикой вод. Следовательно, можно полагать, что и метаморфизация нефтегазовых скоплений здесь во многом обусловлена движением подземных вод. Окисление нефтей в комплексах в главной области питания бассейна, где отложения приближены к дневной поверхности, происходит в значительной мере за счет кислорода, вносимого сравнительно свежими инфильтрационными водами. В области же стока, т. е. на подавляющей части бассейна, окисление нефтей протекает в значительной мере в результате процессов биохими-

ческой сульфатредукции, масштабы которых определяются интенсивностью водообмена (при прочих равных условиях).

Для выяснения взаимосвязи физико-химических свойств нефтей с гидродинамическими и гидрохимическими условиями бассейна построены карты изменения содержания в нефтях силикагелевых смол, серы, легких фракций и плотности нефти, которая является наиболее общей характеристикой и мерой превращения нефтей.

С конца палеозоя — начала мезозоя динамика подземных вод сравнительно мало изменилась: с этого времени в общих чертах сохранились положение главной области питания и разгрузки, направленность стока и т. д., т. е. направление действия гидрогеологических факторов на нефтегазовые скопления не менялось в течение очень длительного периода и могло привести к существенным изменениям их состава.

В среднекаменноугольных отложениях месторождения приурочены к карбонатным породам башкирского яруса и к карбонатным и терригенным верейского и каширского горизонтов московского яруса. Содержание серы в нефтях колеблется от 0,5 до 4,0% (Аксубаевская и Дюртюлинская 4,3%, Мокшинская 4,2%).

Анализ карты показывает, что зона наиболее тяжелых (с плотностью выше 0,910 г/см^3) и сернистых нефтей охватывает Башкирскую вершину Пермско-Башкирского свода, южную половину Бирской седловины, Альметьевскую вершину Татарского свода и Оренбургский свод. Принимая во внимание строение пьезометрической поверхности вод комплекса и степень их метаморфизации, можно полагать, что тяжелые нефти образуют в этом районе обширное поле, и оба участка тяжелых нефтей, охватывающие южную половину Бирской седловины и Оренбургского свода, сливаются (Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова, 1970).

Активная гидродинамическая и гидрохимическая обстановка этой зоны (rNa/rCl=0,9—1) способствовала разрушению нефтегазовых скоплений, которое продолжается и в настоящее время.

Попутные газы месторождений Альметьевской вершины Татарского свода содержат очень много кислых компонентов (9,1%), причем сероводорода около 5,4%, количество гомологов метана достигает 33,7%, метана 24,8% (Т. А. Ботнева, Р. Г. Панкина, 1966).

На Альметьевской вершине Татарского свода в связи с близостью к поверхности отложений среднего карбона происходит их интенсивное подпитывание инфильтрационными водами из вышележащих отложений: в водах высокое содержание сульфатов (SO_4^{II} 84—130 мг-экв/л, Туймазы, Шугурово), минерализация очень низкая, rNa/rCl=1. Подпитывание вод комплекса нижнепермскими минерализованными высокосульфатными водами наблюдается на Оренбургском своде (SO_4^{II} до 48,9 мг-экв/л, rNa/rCl=0,94). Башкирская вершина Пермско-Башкирского свода является областью высоких напоров и активного водообмена в среднекаменноугольных отложениях; в динамике отчетливо проявляется влияние складчатого Урала в районе Каратауского выступа; воды слабо минерализованные (24—36 г/л), rNa/Cl=0,95).

На северо-западе и западе бассейна расположена вторая зона тяжелых сернистых нефтей: она включает северную вершину Татарского свода, юго-западную часть Верхнекамской впадины, северо-западную часть Мелекесс-Радаевской впадины и также совпадает с областью активного водообмена и высоких напоров, формирующихся в главной области питания. Минерализация и метаморфизация вод этой территории очень низкие (минерализация 7—9 г/л, rNa/Cl=1). По направлению ре-

гионального движения вод на юго-восток от этой зоны наблюдается уменьшение содержания серы, смол, понижается плотность нефтей (до 0,830 г/см³ и менее). Минерализация и метаморфизация вод в этом направлении возрастает, содержание SO_4^{II} падает от 80 до 14,6 мг-экв/л (Бариновская).

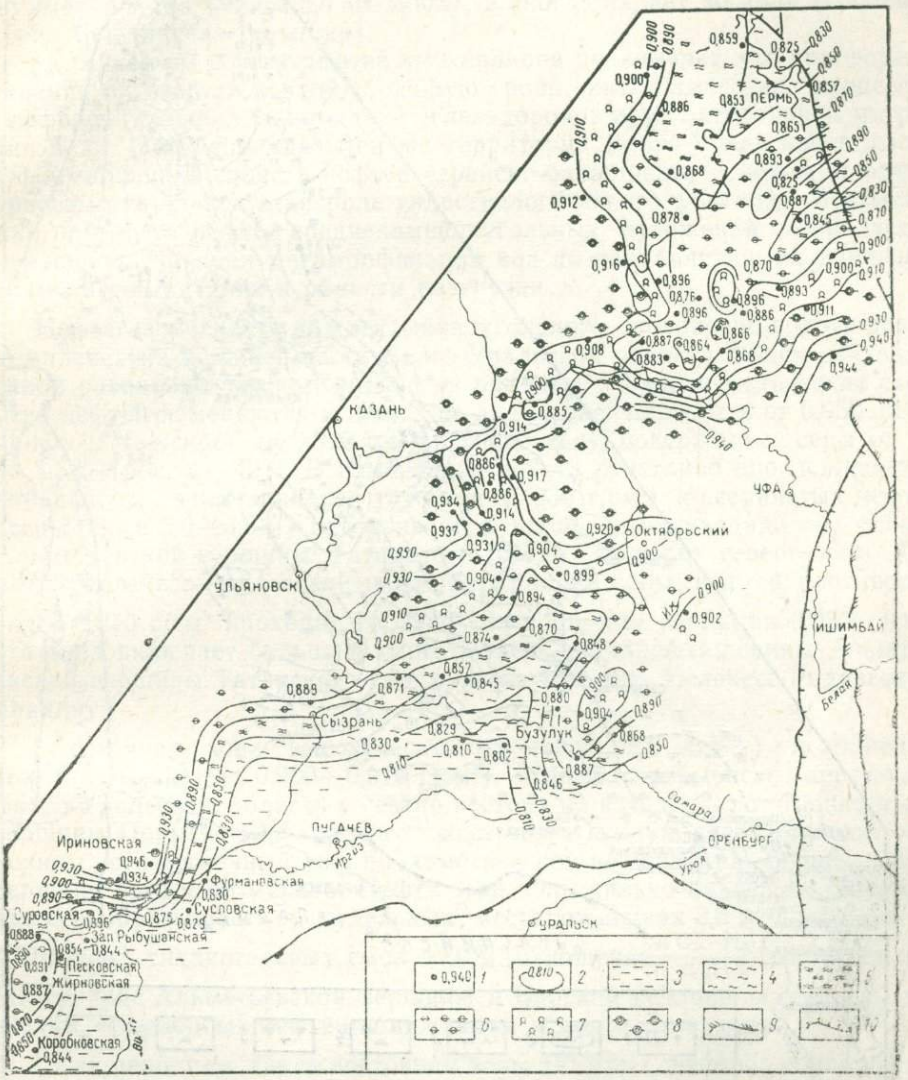


Рис. 39. Карта изменения плотности нефти верейско-башкирских отложений востока Русской платформы.

Составили Г. П. Якобсон, И. П. Мясникова.

1 — местоположение скважины и среднее значение плотности нефти, г/см³; *2* — линии равных плотностей; зоны размещения нефтей с плотностью, г/см³; *3* — <0,83, *4* — 0,83—0,85, *5* — 0,85—0,87, *6* — 0,870—0,900, *7* — 0,90—0,91, *8* — <0,91; *9* — граница складчатого Урала; *10* — западный борт Предуральского прогиба.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

В северной части бассейна (Пермская вершина Пермско-Башкирского свода и Верхнекамская впадина) свойства нефтей резко изменяются: с запада на восток и северо-восток содержание серы уменьшается до 0,6%, плотность — до 0,850—0,830 г/см³. В этом же направлении от

области главного питания постепенно увеличивается минерализация вод, падает содержание сульфатов (Глазов 17,1 мг-экв/л, Таныпская 9,6 мг-экв/л). Отдельные аномалийные участки более тяжелой нефти с

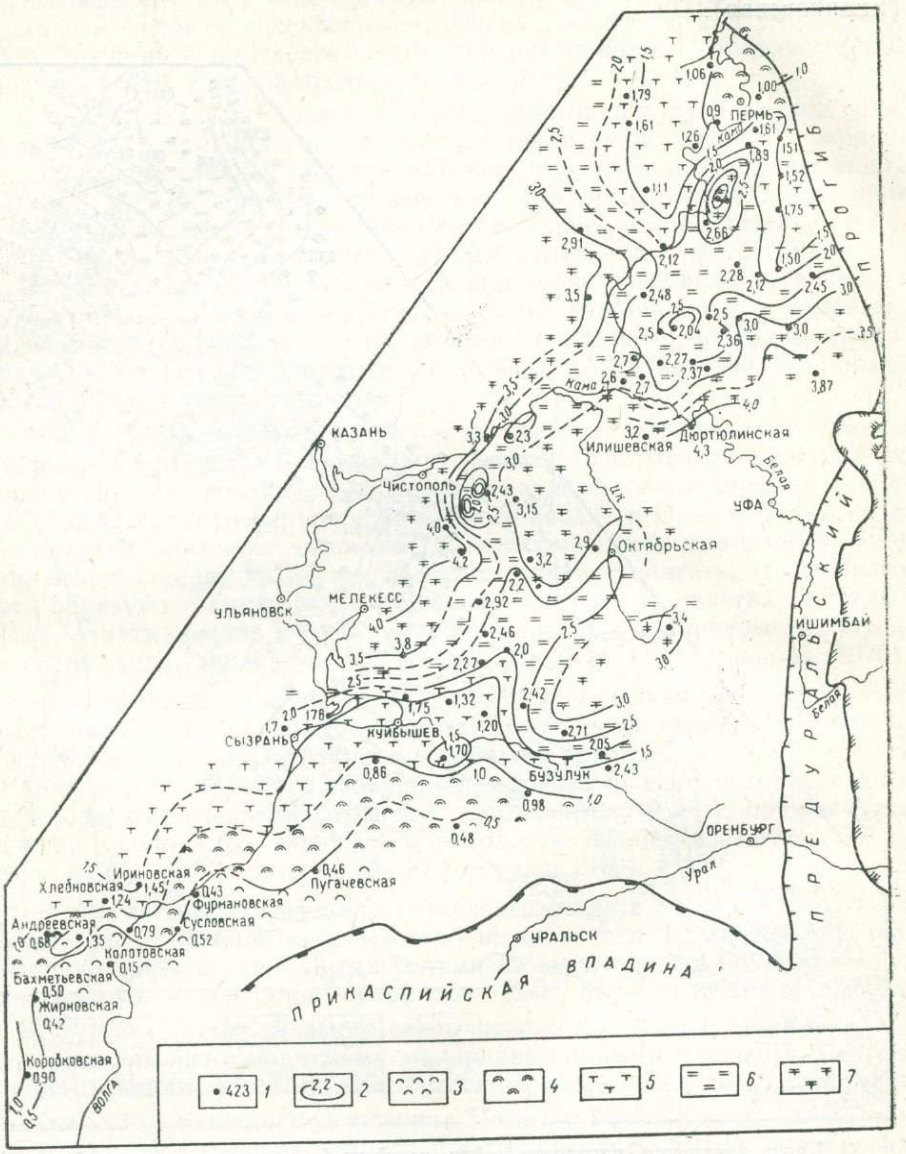


Рис. 40. Карта содержания серы (%) в нефтях верейско-башкирских отложений востока Русской платформы.

Составили Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова.

1 — местоположение скважины и среднее содержание серы (%) по месторождению; *2*—линии равного содержания серы, %; зоны размещения нефтей с содержанием серы, %; *3* — <0,5, *4* — 0,5—1,0, *5* — 1,0—2% *6* — 2 — 3, *7* — >3.

Остальные условные обозначения см. иа рис. 6, 39

повышенным содержанием серы также, вероятно, связаны с проникновением инфильтрационных, слабо минерализованных (вод на участках максимумов пьезометрической поверхности) и разрушением ими нефтяных залежей.

В Нижнем Поволжье наблюдается также закономерное уменьшение плотности нефти в сторону Прикаспийской впадины, но характер изолиний не такой спокойный, как изопьез, изолиний минерализации и метаморфизации вод. Тяжелые нефти на Хлебновской и Ириновской площадях содержат до 1,5% серы. Количество сульфатов в районах развития залежей нефти и газа по сравнению с областью питания и стока заметно уменьшается (менее 5,0 мг-экв/л), а иногда падает до ноля (Саушинская, Арчединская площади).

Химический состав нефтей этого района показывает, что при формировании их свойств играли большую роль каталитические процессы, дифференциальное улавливание углеводородов при латеральной миграции и др. На преобладающей же территории Волго-Уральской области в формировании свойств нефтей верейско-башкирских отложений отчетливо выступает ведущая роль гидрогеологического фактора. В изменении плотности нефтей среднекаменноугольных отложений совпадает с изменением степени метаморфизации вод по направлению их движения от областей питания к области разгрузки.

Нефтегазоносность нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса на большей части Волго-Уральской области тесно связана с зоной развития Камско-Кинельской впадины. Физико-химические свойства нефтей изменяются в широком диапазоне: плотность от 0,950 (Терсинское, Чажское) до 0,820 г/см³ (Касибское), содержание серы от 0,5 до 4,5% (рис. 41, 42). В изменении свойств отчетливо прослеживается зональность. Зона наиболее тяжелых (0,930 г/см³) и сернистых нефтей (серы более 3,0—3,5%) протягивается вдоль северо-западного склона Альметьевской вершины Татарского свода и через северо-восточную часть Мелекесс-Радаевской впадины. Граница зоны нефтей плотностью более 0,910 г/см³ проходит гораздо юго-восточнее изолинии 0,930 г/см³: эта зона включает большую часть северо-западной половины Альметьевской вершины Татарского свода и почти всю Мелекесс-Радаевскую впадину.

Восточная зона высокосернистых (серы 3,0—3,5%) и тяжелых (плотность более 0,900—0,910 г/см³) нефтей прерывисто пересекает Волго-Уральскую область с северо-востока на юго-запад, от Башкирской вершины Пермско-Башкирского свода через южную часть Бирской седловины, юго-восточный склон Альметьевской вершины на Белебеевскую вершину Татарского свода. Нефти этой зоны сильно окислены, содержание серы превышает на отдельных месторождениях 3,5%, плотность — 0,910 г/см³, силикагелевых смол 19,0%, отношение $\frac{n\,C_4 \cdot H_0}{i\,C_4H_{10}}$ достигает 6,7. На границе Альметьевской вершины и Бирской седловины обе зоны тяжелых, измененных нефтей сближаются и почти сливаются.

Как западная, так и восточная зоны тяжелых нефтей совпадают с областями создания высоких напоров (более 140 м на западе и до 200 м на востоке) и активного водообмена. Первая зона приурочена к главной области питания комплекса, т. е. к зоне повышенного водообмена с постоянным притоком свежих вод, богатых сульфат-ионами. Все нефти Мелекесс-Радаевской впадины (Елховское, Радаевско-Якушкинское, Аканское и др. месторождения) сильно разрушены движущимся потоком пластовых вод. Это подтверждается высокой плотностью, большим содержанием серы, силикагелевых смол, низким выходом бензинов, обогащенных метановыми углеводородами, отношением $\frac{n\,C_4 \cdot H_{10}}{i\,C_4H_{10}} = 3{,}7$ — Радаевское месторождение (И. П. Мясникова, Г. П. Якобсон, 1971).

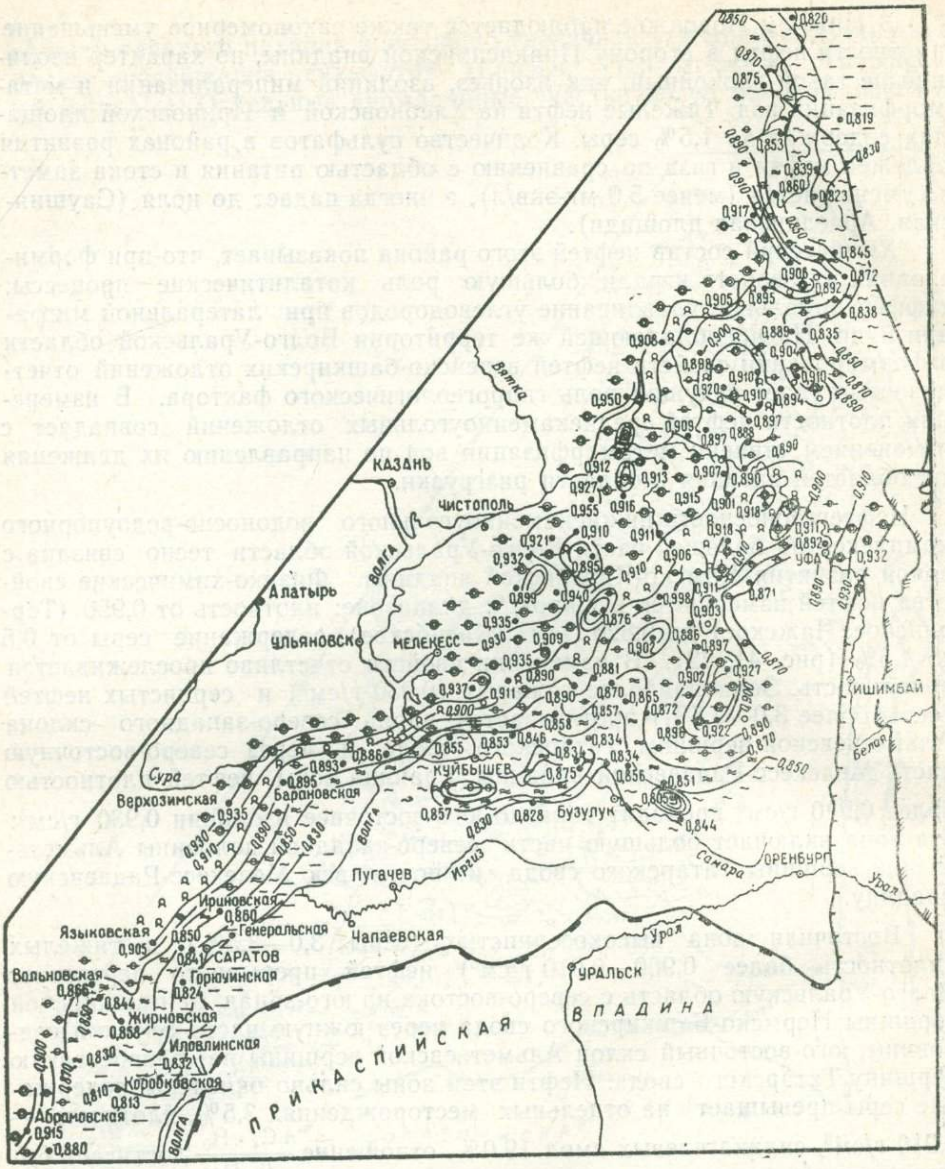


Рис. 41. Карта изменения плотности нефти терригенных отложений нижнего карбона востока Русской платформы.

Составили Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова.

Условные обозначения см. на рис. 6, 39.

Вторая зона тяжелых измененных нефтей территориально совпадает с областью высоких напоров (до 200 м) и слабо метаморфизованных вод (rNa/rCl = 0,90—0,95), что говорит о поступлении их из вышележащих отложений. Последнее подтверждается широким развитием палеокарста в башкирско-намюрских отложениях Бирской седловины (Б. И. Лерман, 1967). На гидрогеологическую раскрытость этого района указывает и В. А. Кротова (1965).

Легкие и малосернистые нефти распространены на Пермской вершине Пермско-Башкирского свода, в Чермозской седловине и на юго-

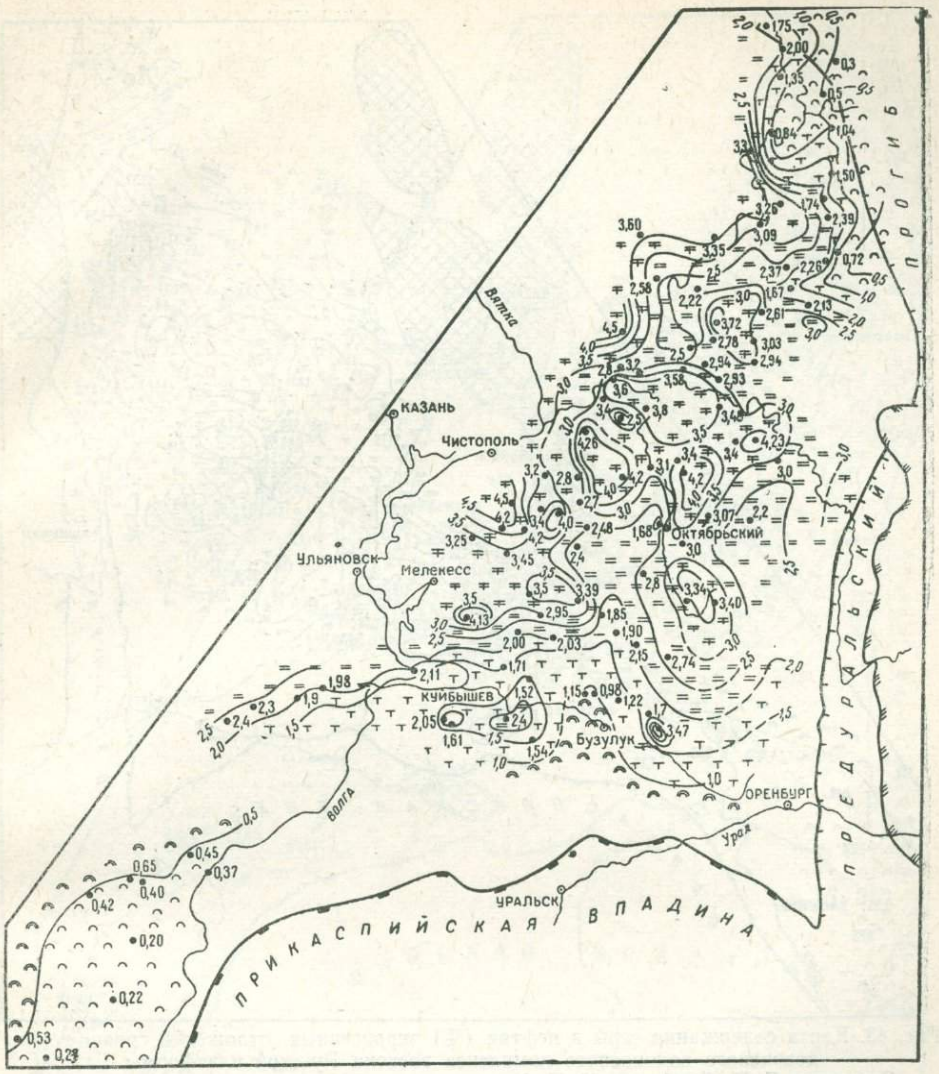


Рис. 42. Карта содержания серы (%) в нефтях терригенных отложений нижнего карбона востока Русской платформы.

Составили Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова.

Условные обозначения см. на рис. 6, 40.

востоке Урало-Поволжья. В районе Пермского Прикамья изменение свойств нефтей имеет сравнительно спокойный характер, качества нефтей улучшаются с запада на восток от главной области питания. В этом же направлении уменьшается активность водообмена, содержание SO_4^{II} в водах изменяется от 19,5 до 5,0 мг-экв/л.

На участке Оса—Мазунино—Веснянское воды богаче сульфатами, изменение их содержания (Оса — 13,1 мг-экв/л, Кыласово — 10,4 мг-экв/л) соответствует изменению свойств нефтей данного участка. Южная зона легких нефтей расположена между восточной и западной зонами тяжелых нефтей, начинается у самого окончания южного склона Альметьевской вершины и довольно быстро и широко раскрывается в пределах Жигулевско-Оренбургского свода в сторону Прикаспийской

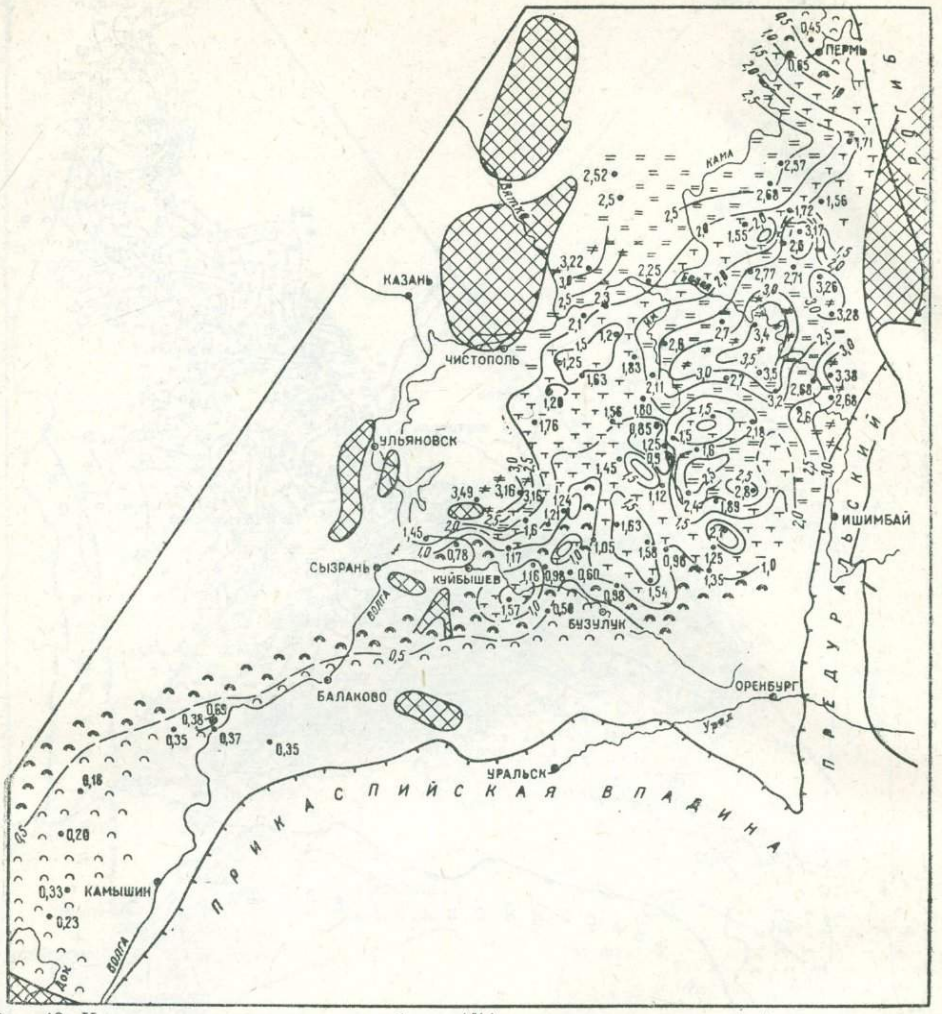


Рис. 43. Карта содержания серы в нефтях (%) терригенных отложений средне-верхнедевонского водоносного комплекса востока Русской платформы.

Составили Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова.

— область отсутствия отложений комплекса.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6, 40.

впадины — области региональной разгрузки пластовых вод водоносного комплекса.

Процессы подземного окисления углеводородов в результате редукции сульфатов в отложениях рассмотренных комплексов продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствует почти постоянное присутствие в газах сероводорода, отмеченное рядом исследователей, а также характер изменения качества нефтей к зоне водонефтяного контакта и наблюдаемый повсеместно различной степени развития «тыловой и лобовой» эффект по целому ряду показателей. В данном случае наибольший интерес представляет изменение содержания сульфатов в водах лобовых и тыловых участков, а также в контуре нефтегазоносности.

Содержание кислых компонентов (H_2S+CO_2) возрастает в тыловых частях залежей, по данным Ю. И. Яковлева (1967), в 3—5 раз, а коэффициент сульфатности $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$ уменьшается в 2—4 раза. Приблизи-

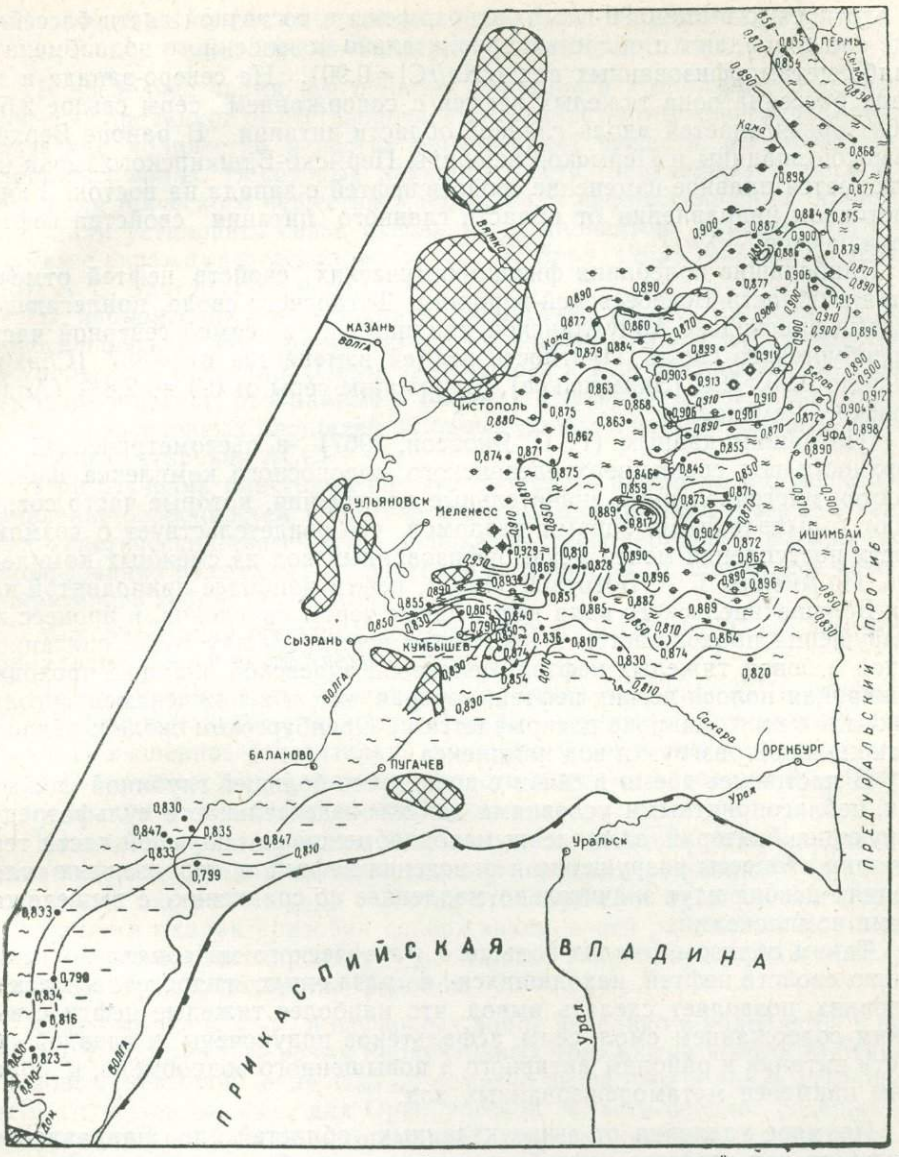


Рис. 44. Карта изменения плотности нефти терригенных отложений средне-верхнедевонского водоносного комплекса востока Русской платформы.
Составили Г. П. Якобсон и И. П. Мясникова.
Условные обозначения см. на рис. 6, 39, 43.

тельно во столько же раз уменьшается и степень насыщения вод сульфатами, рассчитанная по формуле Озолина-Шустефа.

В терригенных отложениях средне-верхнедевонского водоносного комплекса наиболее продуктивными являются отложения пашийского горизонта. В живетском ярусе наибольшее количество залежей открыто в пределах Татарского свода.

По данным С. К. Нечитайло и других (1967), направленной закономерности изменения свойств нефтей в зависимости от приуроченности их к крупным тектоническим элементам не отмечается.

Анализ составленных нами карт показывает, что районы распространения нефтей с высоким содержанием серы (более 3,0%) (рис. 43, 44)

и плотностью выше 0,90 г/см³ расположены в восточной части бассейна, где они совпадают с областью сравнительно повышенного водообмена и слабо метаморфизованных вод (rNa/rCl=0,90). На северо-западе и западе бассейна зона тяжелых нефтей с содержанием серы свыше 2,5—3,0% протягивается вдоль главной области питания. В районе Верхнекамской впадины и Пермской вершины Пермско-Башкирского свода наблюдается плавное изменение свойств нефтей с запада на восток. В юго-восточном направлении от области главного питания свойства нефтей улучшаются.

Наибольшие колебания физико-химических свойств нефтей отмечаются в области Белебеевской вершины Татарского свода, прилегающей части Серноводско-Абдуллинской впадины и в самой северной части Оренбургского свода. Плотность нефтей изменяется от 0,857 (Совхозная) до 0,90 г/см³ (Знаменское), содержание серы от 0,9 до 2,8% (Алдаровское, Демское).

По нашим данным (Г. П. Якобсон, 1967) в пьезометрической поверхности вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса наблюдаются многочисленные значительные повышения, которые часто совпадают с выявленными зонами разломов, что свидетельствует о возможности поступления менее метаморфизованных вод из смежных комплексов. По мнению Т. А. Ботневой (1962), нефти наиболее приподнятой части Большекинельского вала несут явные черты окисления, и процесс их разрушения продолжается в настоящее время. Между выше описанной зоной и зоной тяжелых нефтей Мелекесс-Радаевской впадины проходит нешироkая полоса легких нефтей, которая, как и в нижнекаменноугольных отложениях, широко раскрывается на Оренбургском своде к области региональной разгрузки вод комплекса.

В настоящее время в связи с достаточно большей глубиной залегания, неблагоприятными условиями для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, замедленным водообменов на большей части территории процессы разрушения и окисления нефтей в терригенных отложениях девона идут значительно медленнее по сравнению с вышележащими комплексами.

Таким образом, анализ большого фактического материала по изменению свойств нефтей, находящихся в различных гидрогеологических условиях, позволяет сделать вывод, что наиболее тяжелые нефти с высоким содержанием смол, серы, асфальтенов приурочены к главной области питания и районам активного и повышенного водообмена, к областям наименее метаморфизованных вод.

По мере удаления от вышеуказанных областей по направлению движения вод свойства нефтей улучшаются, наиболее легкие нефти находятся в зоне сильно минерализованных и высоко метаморфизованных вод. Наблюдается хорошая коррелятивная связь физико-химических свойств нефти с условиями водообмена.

Полученный материал подтверждает региональный характер влияния гидрогеологических факторов и в первую очередь гидродинамического на формирование физико-химических свойств нефтей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Это положение не снижает значения тех факторов, которые являлись определяющими на первых этапах образования нефти и формирования залежей (состав исходного органического материала, окислительно-восстановительная среда преобразования органического вещества, качественное различие нефтей в залежах, обусловленное латеральной миграцией и дифференциальным улавливанием углеводородов).

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В последнее время все большее значение в комплексе гидрогеохимических признаков нефтегазоносности приобретают показатели, характеризующие количество и состав органических веществ, растворенных в пластовых водах. Некоторые закономерности, отмеченные в распределении органического вещества в водах ряда нефтегазоносных областей, позволили установить связь отдельных компонентов органического вещества с залежами углеводородов (Е. А. Барс, 1963; 1967; В. М. Швец, 1967; А. С. Зингер, 1966 и др.).

В лаборатории гидрогеологии ВНИГНИ (Г. П. Якобсон, Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова) исследовались воды севера и юга Волго-Уральского бассейна (Пермская область и Удмуртская АССР, Оренбургская область), отобранные в районах нефтяных, газовых месторождений и разведочных площадей. Имелись пробы и из центральных частей бассейна (Татарская АССР).

При изучении пластовых вод мы обращали внимание в основном на выявление особенностей в составе и распределении органического вещества, генетических связей его с залежами углеводородов и возможность использования различных показателей органического вещества в качестве критериев нефтегазоносности.

Минерализация образцов вод колеблется от 178 до 297 г/л, все воды принадлежат к хлоркальциевому типу.

Все пластовые воды, независимо от связи их с залежами углеводородов, содержат некоторое количество растворенных битуминозных веществ. Повышенное относительно фонового содержание в пластовых водах растворенных битуминозных веществ многими авторами признается одним из признаков нефтегазоносности.

Количество растворенных битуминозных веществ мы определяли величиной содержания органического углерода, переходящего в хлороформенный экстракт $C_{орг.хл}$. Состав этой фракции органического вещества отчасти охарактеризован содержанием в ней различных форм азота — устойчивого к гидролизу $N_{уст}$ и легко гидролизующегося в щелочной среде $N_{подв}$, нелетучих фенолов.

Содержание $C_{орг.хл}$ в изученных водах невелико и колеблется в пределах 0,2—4,5 мг/л. В водах продуктивных горизонтов вблизи нефтяных и газовых месторождений $C_{орг.хл}$ заметно выше, чем в водах непродуктивных горизонтов. Так, для Оренбургской области среднее содержание его в водах продуктивных горизонтов вблизи залежи углеводородов 1,8 мг/л, для Пермской области — 1,4 мг/л, в то время как для вод непродуктивных горизонтов и вод продуктивных горизонтов из скважин, находящихся на значительном (более 1500 м) расстоянии от контура залежи, $C_{орг.хл}$ для основной массы проб не превышает 1 мг/л, составляя в среднем для Оренбургской области 0,84 мг/л, а для Пермской 0,54 мг/л (табл. 16, 17). В водах из непродуктивных горизонтов Татарской АССР (2 анализа) $C_{орг.хл}$ составляет 0,21—0,40 мг/л, в водах продуктивных отложений — 1,01—1,85 мг/л. Приведенные анализы позволяют в соответствии со взглядами многих исследователей (Барс, 1963, 1967; Барс, Коган, 1965; М. И. Суббота и Е. А. Никитина, 1959; А. С. Зингер, 1966 и др.) признать, что воды, связанные с залежами нефти и газа, обогащаются за счет этих залежей битуминозными компонентами и, следовательно, $C_{орг.хл}$, отражающее содержание битуминозных веществ, может служить одним из прямых признаков нефтегазоносности.

Сопоставление наших данных с обширным материалом по водам Саратовского Поволжья, приведенным в монографии А. С. Зингера (1966), показывает значительное сходство в величинах и распределении $C_{орг.хл}$ (у А. С. Зингера $C_{орг.}$ битума, рассчитанное по содержанию битума, определенного люминесцентным методом) в водах продуктивных и непродуктивных горизонтов. По А. С. Зингеру, фоновым содержанием битума является величина 1 мг/л, что соответствует 0,5—0,7 мг/л для $C_{орг.}$ битума.

Таблица 16

Органическое вещество в водах продуктивных и непродуктивных структур и горизонтов Пермской области

Показатели	Воды продуктивных структур и горизонтов			Воды непродуктивных структур и горизонтов		
	количество анализов	пределы колебаний	среднее значение	количество анализов	пределы колебаний	среднее значение
$C_{орг.\ общ}$, мг/л	7	46,3—68,1	56,3	7	35,4—52,5	43,5
$C_{орг.\ хл}$, мг/л	10	0,4— 2 ,5	1,4	13	0,3—1,0	0,54
$N_{общ}$, мг/л	10	0,05—0,24	0,148	13	0,008—0,30	0,073
$N_{уст}$, мг/л	10	0,01—0,23	0,125	13	0,002—0,12	0,046
$N_{подв}$, мг/л	10	0,00—0,06	0,023	13	0,00 —0,23	0,028
Фенолы нелетучие, мг/л	10	0,00—0,46	0,17	12	0,00 —0,23	0,11
Фенолы летучие, мг/л	10	0,00—2,7	0,70	12	0,04 —0,80	0,34
Бензол, мг/л	9**			9*	—	—
Нафтеновые кислоты, мг/л	10	3—11	5,4	13	2—8	4,1
Летучие жирные кислоты, мг-экв/л	9	0,04—0,37	0,19	11	0,025—0,83	0,22
$\frac{C_{орг.\ хл}}{C_{орг.\ общ}} \cdot 100$	7	0,9—3,7	2,0	7	0,85 —1,8	1,1

* В 8 пробах не обнаружено, в одной—0,015.

** В 7 пробах не обнаружено, в одной—следы, в одной—0,125

Фоновые значения $C_{орг.хл}$ для рассматриваемых нами районов близки к этой величине. Модальные значения $C_{орг..хл}$ для непродуктивных горизонтов составляют также 0,5—0,7 мг/л. Около 75% проб вод из непродуктивных горизонтов имеют значе. ия $C_{орг.хл}$ ниже 0,8 мг/л. Эту величину можно принять за фоновое содержание $C_{орг.хл}$ для Оренбургской и Пермской областей. Значения $C_{орг.хл}$ выше 0,8 мг/л должны указывать на продуктивность соответствующих отложений.

$C_{орг.хл}$ не обнаруживает заметной связи ни с минерализацией вод, ни с характером нефти (в пределах рассматриваемого района) в отличие от таких компонентов органического вещества, как фенолы и бензол.

Битуминозные вещества представляют собой лишь небольшую часть органических веществ, присутствующих в подземных водах: $C_{орг.хл}$ составляет 0,5—6,0% от $C_{орг.общ}$. Однако влияние залежей углеводородов сказывается на величине $C_{орг.хл}$ значительно сильнее, чем на $C_{орг.общ}$. Если разница в средних величинах $C_{орг.общ}$ для продуктивных и непродуктивных горизонтов составляет всего 10—20% (от минимального содержания), то для $C_{орг.хл}$ эта разница равна 100—200%.

Таблица 17

Органическое вещество в водах продуктивных и непродуктивных структур и горизонтов Оренбургской области

Показатели	Воды продуктивных структур и горизонтов			Воды непродуктивных структур и горизонтов		
	количество анализов	пределы колебаний	среднее значение	количество анализов	пределы колебаний	среднее значение
$C_{орг.\ общ}$, мг/л	8	52,8 —77,6	59,3	3	49,4 —65,4	55,3
$C_{орг.\ хл}$, мг/л	13	0,6 — 4,6	1,8	6	0,24 —1,71	0,84
$N_{общ}$, мг/л	13	0,08— 0,38	0,18	6	0,01 —0,13	0,073
$N_{уст}$, мг/л	13	0,06— 0,37	0,16	6	0,003—0,11	0,048
$N_{подв}$, мг/л	13	0,00— 0,14	0,02	6	0,00 —0,048	0,026
Фенолы нелетучие, мг/л	12	0,00— 1,6	0,38	6	0,00 —0,22	0,10
Фенолы летучие, мг/л	12	0,30— 4,07	1,40	6	0,15 —0,62	0,35
Бензол, мг/л	12	0,00— 0,26	0,14	5*	—	—
Нафтеновые кислоты, мг/л	13	4—10	7,7	6	1—6	4,5
Летучие жирные кислоты, мг-экв/л	11	0,04— 0,82	0,21	5	0,04 —0,80	0,41
$\frac{C_{орг\ хл}}{C_{орг\ общ}} \cdot 100$	8	1,0 — 6,0	2,9	3	0,5 —1,5	0,97

* В 4 пробах не обнаружено, в 1—0,01.

Значительный интерес представляет распределение в водах органического азота битуминозных веществ. Содержание $N_{общ}$ для изученных вод колеблется в пределах 0,01—0,4 мг/л. В водах, контактирующих с нефтями, основную массу органического азота составляет азот соединений устойчивых к гидролизу $N_{уст}$ ($\frac{N_{уст}}{N_{общ}}$ в большинстве случаев превышает 0,9). Воды, не связанные с залежами углеводородов, содержат сравнительно больше легко гидролизуемых азотистых соединений — $N_{подв}$ около 40% от $N_{общ}$.(Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова, Г. П. Якобсон, 1969).

Величина отношения $\frac{C_{орг.хл}}{N_{общ}}$ не обнаруживает связи с продуктивностью соответствующих отложений, так как в большинстве случаев с ростом $C_{орг.хл}$ увеличивается и $N_{общ}$. Следовательно, повышенные значения $N_{общ}$, свидетельствующие об увеличении битуминозности органического вещества в подземных водах, могут рассматриваться как положительный фактор при оценке нефтегазоносности.

Группа бромирующихся веществ, несколько условно названная нелетучими фенолами, присутствует в битуминозной части органических веществ почти всех изученных вод, принадлежащих продуктивным горизонтам. В водах непродуктивных горизонтов содержание этой группы веществ сравнительно невелико, иногда они отсутствуют.

Так, в водах продуктивных горизонтов Оренбургской области среднее содержание нелетучих фенолов составляет 0,38 мг/л, в то время как для вод непродуктивных отложений эта величина равна 0,10 мг/л.

Для Пермской области различие в содержании нелетучих фенолов значительно меньше. В водах непродуктивных горизонтов среднее содержание их равно 0,11 мг/л, а в приконтурных водах — 0,17 мг/л (табл. 16). Из 10 образцов таких вод, имевшихся в нашем распоряжении, в двух нелетучих фенолы не были обнаружены (месторождение

Каменноложское, скв. 3, и месторождение Юмышское, скв. 73). В этих водах отсутствуют и летучие фенолы. По-видимому, это связано с составом нефтей этих месторождений. Так, нефть Каменноложского месторождения (плотность 0,812 г/см^3) не содержит фенолов.

На основании приведенных данных можно заключить, что количество нелетучих фенолов в водах выше 0,2 мг/л (максимальное содержание в водах непродуктивных горизонтов) является благоприятным признаком при оценке нефтегазоносности для Оренбургской области. Для Пермской области этот показатель менее характерен. Однако малое содержание или отсутствие нелетучих фенолов в водах не может свидетельствовать об отсутствии залежей в данных отложениях.

В группу летучих фенолов входят все бромирующиеся соединения, летучие с водяным паром из кислой среды. Это определение, как и в случае нелетучих фенолов, несколько условно. Летучие фенолы в различных количествах присутствуют почти во всех подземных водах.

Содержание их в водах продуктивных горизонтов Оренбургской области колеблется от 0,35 до 4,07 мг/л, составляя в среднем 1,4 мг/л. В водах непродуктивных горизонтов фенолов содержится значительно меньше — от 0,15 до 0,62 мг/л, в среднем 0,35 мг/л (табл. 17). Более 70% проб вод непродуктивных горизонтов содержат фенолов меньше 0,25 мг/л. Недостаточное количество данных не позволяет достоверно определить величину фонового содержания, можно полагать, что она близка 0,25 мг/л. Минимальное содержание фенолов в водах продуктивных горизонтов превышает эту величину. (Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова).

В водах Пермской области различие в содержании фенолов в водах продуктивных и непродуктивных горизонтов проявляется не столь резко, но заметно. В приконтурных водах нефтяных месторождений концентрация достигает 2,7 мг/л, составляя в среднем 0,7 мг/л, в водах непродуктивных горизонтов среднее содержание равно 0,34 мг/л (табл. 16).

Как отмечалось многими авторами (Барс, Александрова, 1960; Зингер, 1966; Авазов и др., 1964), содержание фенолов в водах существенно зависит как от типа и величины минерализации воды, так и от характера нефтей, с которыми контактируют пластовые воды.

Действительно, содержание фенолов в высоко минерализованных хлоркальциевых водах Оренбургской и Пермской областей и Татарской АССР значительно ниже, чем, например, в гидрокарбонатно-натриевых водах Азово-Кубанского района, описанных Е. А. Барс и Т. А. Александровой (1960), но близко к содержанию фенолов в водах Саратовского Поволжья, отличающихся высокой минерализацией и жесткостью (Зингер, 1966).

Относительно низкое содержание фенолов в приконтурных водах месторождений Пермской области по сравнению с Оренбургской областью связано, по-видимому, с характером нефтей.

Обратная зависимость между плотностью нефтей и содержанием фенолов в водах, установленная Е. А. Барс и Т. А. Александровой и подтвержденная другими исследователями (Зингер, 1966; Авазов и др., 1964), для вод Оренбургской и Пермской областей прослеживается недостаточно четко.

Сопоставление содержания фенолов в нефтях и приконтурных водах указывает на генетическую связь фенолов пластовых вод с фенолами нефтей. Содержание фенолов в водах увеличивается с ростом содержания фенолов в нефтях, которое не связано с их плотностью.

Изложенное выше позволяет заключить, что, несмотря на влияние химического состава нефтей на содержание фенолов в пластовых водах,

эта величина является эффективным показателем нефтегазоносности для Оренбургской области. Повышенные количества фенолов в водах (выше 0,30 мг/л) являются положительным признаком при оценке перспективности, однако более низкое содержание фенолов или даже их отсутствие в водах не свидетельствует о непродуктивности отложений.

Бензол является специфическим компонентом вод нефтяных и газовых месторождений, обнаруживающим отчетливую связь с залежами углеводородов. В поверхностных водах и водах непродуктивных структур бензол отсутствует.

Во всех изученных внутриконтурных и приконтурных водах месторождений Оренбургской области (за исключением Краснооктябрьского месторождения, скв. 54) найдено некоторое количество бензола. Содержание его колеблется от 0,02 до 1,5 мг/л, обнаруживая заметную связь с плотностью нефтей, отмеченную А. С. Зингером (1966).

Максимальное количество бензола найдено в приконтурной воде газового месторождения Журавлевское — 1,5 мг/л; вода Краснооктябрьского месторождения относительно тяжелой нефти (0,884 г/см^3), не содержащей соответствующей фракции ароматических углеводородов, лишена бензола. Воды непродуктивных горизонтов и воды из скважин, удаленных от контура нефтегазоносности на значительное (более 1000 м) расстояние, не содержат бензола (табл. 17).

Из проанализированных приконтурных вод нефтяных месторождений Пермской области заметное количество бензола найдено лишь в одной. Большинство из этих месторождений содержат утяжеленные нефти (более 0,870 г/см^3) с малым содержанием легких фракций и низким содержанием в этих фракциях ароматических углеводородов. В ряде случаев легкие ароматические углеводороды, являющиеся источником бензола в водах, в нефтях отсутствуют.

Так, нефть Ножовского месторождения имеет плотность 0,9150 г/см^3 и начало кипения 121°С, для Осинского месторождения эти показатели составляют 0,894 г/см^3 и 87°С, для Тартинского месторождения 0,894 г/см^3 и 91°С, т. е. практически эти нефти лишены бензола.

Единственная проба из приконтурных вод этого района с бензолом в заметном количестве (0,125 мг/л) принадлежит Каменноволжскому месторождению чрезвычайно легкой нефти (0,812 г/см^3). В водах непродуктивных горизонтов бензол не обнаружен. Из изученных вод Татарской АССР бензол в количестве 0,063 мг/л найден в воде Бавлинского месторождения (горизонт $Д_{III}$, плотность нефти 0,833 г/см^3). Воды непродуктивных отложений (площади Мензелино-Актанышская, скв. 28, Бавлинская, скв. 59) и воды, контактирующие с тяжелой непромышленной нефтью (Нурлатская, скв. 30, Ямашинская, скв. 200, горизонт $Д_I$), не содержат бензола.

Не находит подтверждения в наших данных отмеченная некоторыми авторами (Пецюха и др., 1965; Кисельгоф и др., 1962) обратная связь между содержанием в водах бензола и летучих фенолов. Напротив, воды, содержащие относительно высокие концентрации бензола, как правило, обогащены и летучими фенолами. Эти данные, так же как и ряд иных соображений (высокая химическая и термическая устойчивость бензола, склонность фенолов к окислению и осмолению и т. д.), заставляют усомниться в гипотезе происхождения фенолов в водах за счет окисления или радиолиза бензола. С помощью названной гипотезы объясняли в ряде случаев малые количества или отсутствие в водах некоторых месторождений бензола при наличии заметного количества фенолов. Это явление, как справедливо отмечено А. С. Зингером (1966), объясняется тем, что указанные вещества связаны с различными груп-

пами ароматических соединений нефти: бензол — с самой легкой фракцией, выкипающей до 100°С, а фенолы — со средними фракциями с температурой кипения 200—400°С.

Из приведенных данных видно, что наличие в пластовых водах бензола, а тем более повышенных его количеств (свыше 0,01 мг/л) свидетельствует о близости залежи углеводородов. Однако одно отсутствие бензола вне связи с другими показателями органического вещества не может считаться отрицательным признаком при оценке перспектив нефтегазоносности, так как следует учитывать возможность наличия залежей нефтей специфического состава, не содержащих или содержащих чрезвычайно мало бензола.

Содержание нафтеновых кислот в изученных водах Оренбургской и Пермской областей и Татарии невелико, колеблется в пределах 1—11 мг/л, характерных для жестких высоко минерализованных вод Урало-Поволжья. Содержание нафтеновых кислот в водах продуктивных горизонтов Оренбургской области несколько повышено по сравнению с водами непродуктивных горизонтов: среднее содержание их в первых 7,7 мг/л, во вторых 4,5 мг/л (табл. 17). Для вод Пермской области это различие меньше: средние величины в водах продуктивных и непродуктивных горизонтов составляют соответственно 5,4 и 4,1 мг/л (табл. 16).

Количества нафтеновых кислот, превышающие 6 мг/л (максимальное содержание в водах непродуктивных горизонтов), могут считаться для Оренбургской области положительным фактором при оценке перспективности. Для вод Пермской области этот показатель мало эффективен.

Из изложенного выше видно, что наиболее заметно влияние залежей углеводородов сказывается на содержании в подземных водах таких компонентов растворенного органического вещества, как фенолы, бензол и битуминозные вещества ($С_{орг.хл}$), составляющих в сумме лишь небольшую его часть — около 10%.

Содержание в водах нефтяных месторождений летучих фенолов и бензола существенно зависит от состава нефти. Повышенные количества их в водах свидетельствует о близости залежей углеводородов.

Данные о суммарном содержании органического углерода в пластовых водах чрезвычайно скудны, так как применяемые многими авторами методы его определения позволяют учесть лишь часть органического углерода, а именно: углерод, входящий в нелетучие соединения (методы сухого сожжения, определения в сплаве селитры).

Для определения суммарного содержания органических веществ мы использовали метод мокрого сожжения в модификации ИГиРГИ (Коган, Михеева, 1967), позволяющий наиболее полно определить органический углерод как нелетучих, так и летучих соединений $С_{орг.общ}$.

Основная масса органического углерода подземных вод — это углерод веществ, летучих с водяным паром в кислой среде, который составляет 70—90% от $С_{орг.общ}$ как в приконтурных водах, так и в водах, не связанных с залежами углеводородов. Содержание $О_{орг.общ}$ в пластовых водах Оренбургской и Пермской областей колеблется в относительно широких пределах — от 35 до 96 мг/л, не обнаруживая в пределах данного района заметной связи с возрастом и глубиной залегания отложений и с минерализацией воды.

Во внутриконтурных и приконтурных водах нефтяных и газовых месторождений содержание $С_{орг.общ}$ в среднем несколько выше, чем в водах непродуктивных горизонтов. Это различие для вод Пермской области заметнее, чем для вод Оренбургской области. Во внутриконтурных и приконтурных водах месторождений Пермской области среднее

содержание $C_{орг.общ}$ составляет около 56 мг/л, а в водах непродуктивных отложений — 43 мг/л. Для Оренбургской области эти величины соответственно равны 59 и 55 мг/л. Отличие в содержании $C_{орг.общ}$ для вод, связанных с нефтегазовыми месторождениями, и вод непродуктивных горизонтов сравнительно невелико и позволяет лишь отметить некоторую общую тенденцию к обогащению приконтурных вод органическим веществом. По-видимому, близость залежей углеводородов влияет на содержание отдельных компонентов органического вещества пластовых вод, составляющих относительно небольшую его часть.

В соответствии с этим нам представляется мало эффективным использование $C_{орг.общ}$ в качестве показателя нефтегазоносности. При рассмотрении распределения $C_{орг.общ}$ по территории и по разрезу Волго-Уральского бассейна, по данным Г. П. Якобсона и И. П. Мясниковой, наблюдаются некоторые закономерности, позволяющие предположить наличие связи между содержанием органического вещества в подземных водах и содержанием органического вещества в породах вмещающих отложений, а также геохимическими условиями их формирования.

По содержанию в водах $C_{орг.общ}$ в пределах рассматриваемых районов Урало-Поволжья мы выделяем три зоны: 1) $C_{орг.общ}$ менее 45 мг/л; 2) $C_{орг.общ}$ от 45 до 55 мг/л; 3) $C_{орг.общ}$ более 55 мг/л.

Зона наиболее низких значений $C_{орг.общ}$ охватывает Пермскую вершину Пермско-Башкирского свода и центральную часть Верхнекамской впадины. С севера, юга и юго-востока ее окаймляет зона средних значений $C_{орг.общ}$, включающая южный склон Камского свода, Чермозскую седловину и прилегающий восточный борт Верхнекамской впадины. Максимальные количества растворенного органического вещества характерны для вод южных районов Волго-Уральского бассейна в целом— Серноводско-Абдуллинской впадины, Оренбургской вершины Жигулевско-Оренбургского свода и др.

Интересно отметить, что распределение в пластовых водах Урало-Поволжья таких компонентов растворенного органического вещества, как летучие жирные кислоты и нафтеновые кислоты, на содержание которых близость залежей влияет незначительно (табл. 16, 17, Д. Ш. Новосельцева, И. П. Мясникова, Г. П. Якобсон, 1970), имеет аналогичный характер. Содержание этих кислот в Волго-Уральском нефтегазоносном бассейне увеличивается с северо-запада, запада на юго-восток.

Отмеченная нами тенденция увеличения в южном и юго-восточном направлениях содержания в водах тех компонентов растворенного органического вещества, на количество которых наличие залежей оказывает небольшое влияние, очевидно обусловлено региональными геохимическими, палеотектоническими и палеогидрогеологическими условиями отдельных районов Урало-Поволжья.

Наиболее вероятно, что основными факторами являются содержание и состав рассеянного органического вещества пород, которые в свою очередь зависят от количества и состава исходного органического материала и геохимических условий седиментогенеза и диагенеза осадков.

В разрезе палеозойских отложений Пермского Прикамья наиболее низкие значения $C_{орг.общ}$ (45,8 мг/л) и нафтеновых кислот (4,0 мг/л) наблюдаются в водах непродуктивных структур терригенного комплекса девона. В законтурных водах терригенных отложений нижнего карбона и в водах на площадях, где горизонты этого возраста непродуктивны, содержание растворенного органического вещества возрастает до 51,4 мг/л. Эта разница в количестве $C_{орг.общ}$ в водах средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов, по нашему мнению, обусловлена различными геохимическими условиями формирования срав-

ниваемых отложений и содержанием рассеянного органического вещества в них. Породы терригенного девона, формировавшиеся преимущественно в слабо восстановительных условиях сидеритово-лептохлоритовой и сидеритовой геохимических фаций, бедны органическим веществом (в алевролитах 0,14—0,58%, в аргиллитах — 0,31%) и битуминозными компонентами — $А_{хл}$ составляет в среднем 0,006% в алевролитах и 0,018% в аргиллитах (К. Ф. Родионова, 1967).

Породы терригенной толщи нижнего карбона, формировавшиеся в восстановительных и резко восстановительных условиях сульфидно-сидеритовой, сидеритово-сульфидной и сульфидной геохимических фаций, обогащены органическим веществом (в аргиллитах, глинистых алевролитах, глинистых сланцах в среднем около 2,5%, в алевролитах 0,66—2,31%) и битуминозными компонентами ($А_{хл}$ до 0,324%, в среднем 0,04—0,07%).

Еще более заметны различия в содержании растворенного органического вещества в водах одновозрастных отложений ($Д_2$—$Д_3$) северных и южных районов Волго-Уральского бассейна, что также согласуется с общим содержанием органического вещества и геохимическими условиями формирования рассматриваемого комплекса этих территорий.

Различие в содержании общего органического углерода в водах терригенных комплексов среднего—верхнего девона и нижнего карбона Пермской области и в водах среднего—верхнего девона северных и южных районов Урало-Поволжья обусловлено неодинаковым содержанием органического вещества в породах рассматриваемых отложений и отличными геохимическими условиями их формирования.

Описанная выше закономерность совпадает и с региональным направлением движения вод от главной области питания (Коми-Пермяцкий свод, Немский выступ, Кукморская вершина Татарского свода, Токмовский свод) к Прикаспийской впадине, с увеличением минерализации и степени метаморфизации вод в региональном плане. Сложная гидродинамическая обстановка в водоносных комплексах, наличие больших по площади пьезометрических максимумов (в районе Большекинельского вала, Никольско-Покровки, Бирской седловины) и пр., приводят к развитию гидрохимических аномалий и аномалий в содержании и составе растворенного органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Региональные закономерности формирования и распределения нефтегазовых месторождений в значительной мере обусловлены особенностями гидродинамической цикличности при развитии водонапорных систем и их нефтегазоносных бассейнов. Характер цикличности во многом определяет миграцию углеводородов и расположение зон с благоприятными и неблагоприятными условиями для их накопления и сохранения.

Выявление условий формирования и размещения нефтегазовых месторождений целесообразно проводить на основе генетического гидродинамического районирования на нефтегазоносные водонапорные бассейны на каждом этапе гидрогеологического развития территории.

Гидрогеологические факторы воздействуют на углеводородные соединения с первых этапов образования водонапорной системы. С развитием водонапорного бассейна органические вещества, содержащиеся в рассеянном состоянии в глинистых отложениях (и в коллекторах), генерируют в обстановке водной среды углеводородные соединения нефтяного ряда, которые образуют с подземными водами своеобразную флюидную систему.

Седиментационные воды активно участвуют в переносе растворенных в них углеводородных соединений. Направление перемещения седиментационных вод указывает также трассу миграции углеводородов. Гидрогеологические закономерности и строение водонапорной системы на том или ином этапе геологической истории полностью определяют движение этих вод, а следовательно, во многом также «жизненный путь» нефтяных углеводородов от мест их образования к границам бассейнов. Границы развивающихся бассейнов в отдельные геолого-исторические этапы являлись «конечными полюсами» миграции, к которым стремились углеводороды в процессе своего перемещения в продуктивных комплексах. Следовательно, при оценке нефтегазоносности территории необходимо исходить из ресурсов углеводородов, приуроченных к гидродинамически изолированному бассейну.

Положения палеопьезомаксимумов и палеопьезоминимумов на элизионных этапах дают объективное представление о главных и второстепенных направлениях миграции как самих вод, так и нефтяных углеводородов в бассейне.

Определение гидродинамических и гидрогеохимических режимов бассейнов проводится путем анализа серии палеогидрогеологических карт, фиксирующих следующие, актуальные для выявления образования и размещения нефтегазовых месторождений, факторы: время образования бассейна (возникновения в нем водонапорного режима), строение и стабильность его границ в различные геологические эпохи, характер гидродинамической связи со смежными бассейнами, гидродинамическую закрытость коллекторов и степень гидродинамической связи меж-

ду смежными комплексами, характер палеопьезометрических поверхностей, размещение главных областей напора, основных путей движения флюидов на элизионных этапах и т. д.

Методика нефтегеологического районирования территорий на нефтегазоносные водонапорные бассейны на основе палеогидродинамических реконструкций позволяет восстановить пространственное распределение потенциальной энергии водонапорных систем на различных этапах геологической истории, выявить во времени масштабы перемещения седиментационных вод и в значительной степени углеводородов бассейна в целом и отдельных его частей, а также выделить в пределах бассейна зоны, благоприятные и неблагоприятные для образования и накопления углеводородов на древних и современных этапах его развития.

В течение протерозойской, палеозойской, мезо-кайнозойской эр на территории центральных и восточных областей Русской платформы последовательно сменились девять гидрогеологических циклов, т. е. имела место цикличность развития водонапорной системы и ее бассейнов (Среднерусского и Волго-Уральского), выражающаяся в закономерном чередовании элизионных и инфильтрационных этапов. Выделяются следующие основные гидрогеологические циклы: рифейский, вендский, нижнекембрийский, среднекембрийско-ордовикско-нижнедевонский, средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольный (доряснополянский), нижнекаменноугольный (добашкирский), средне-верхнекаменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, мезо-кайнозойский.

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

Принципиально изменился характер миграции флюидов в рифейско-вендско-нижнекембрийском комплексе после образования региональных валдайского, нижнекембрийского, верхнебавлинского водоупоров.

В движении седиментационных вод в период второй половины вендского, нижнекембрийского и в последующих гидрогеологических циклах уже преобладали напорный характер и горизонтальная направленность. С этого времени, по существу, началось образование Среднерусского и Волго-Уральского водонапорных бассейнов.

Палеогидрогеологические реконструкции показали, что особенно широким фронтом воды и, очевидно, углеводороды в центральных областях платформы перемещались из областей повышенных напоров и максимального отжатия, приуроченных к северным осевым частям Московской синеклизы, в сторону ее западного склона и далее к Онежскому выступу и Ладожской моноклинали. Интенсивное движение охватывало районы Солигалича, Любима, Рыбинска, Ярославля, Переславль-Залесского. Именно здесь проходили максимальные объемы вод и углеводородов, отжатых из глинистых отложений рифея и венда; эти районы совпадают с распространением благоприятной для формирования скоплений нефти и газа восстановительной обстановки и развитием отложений редкинской свиты с повышенным содержанием органического вещества.

В восточных областях — Волго-Уральском бассейне седиментационные воды и углеводороды перемещались от областей максимального

прогибания — Верхнекамской впадины, Бирской седловины, Серноводско-Абдуллинской впадины, юго-восточного склона платформы в направлении западных периферийных частей бассейна (современных Токмовского, Татарского и Коми-Пермяцкого сводов), где находились области конечной разгрузки вод и разрушения углеводородов в связи с отсутствием на этих участках водоупорных верхнебавлинских отложений. Гидрогеологически благоприятные зоны для нефтенакопления, очевидно, приурочивались к восточным районам бассейна.

Отложения среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса (средний и верхний кембрий, ордовик, силур, нижний девон и низы среднего девона) формировались в различных геолого-гидрогеологических обстановках. С зоной развития пакерортских отложений в целом совпадает и район наибольшей активизации элизионного водообмена в коллекторах данного комплекса, происходившей в периоды ордовикской и среднедевонской трансгрессий.

На востоке Русской платформы среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс представлен лишь маломощными отложениями эйфельского яруса. Гидрогеологически благоприятными районами для нефтенакопления являются участки максимального развития эйфельских осадков на юго-восточном моноклинальном склоне платформы и в северной части Пермско-Башкирского свода на участке Пермского Прикамья.

В процессе гидрогеологического развития центральных областей Среднерусского и Волго-Уральского бассейнов в протерозое и в нижнем палеозое, несмотря на крупные региональные перерывы в осадконакоплении, начиная с вендского гидрогеологического цикла преобладали условия элизионного водообмена, определяемые устойчивым тектоническим погружением территории и поступлением в коллекторы седиментационных вод из глинистых осадков. Следует подчеркнуть, что в периоды последних гидрогеологических циклов резко уменьшается количество седиментационных вод, поступающих в коллекторы. К числу основных положительных гидрогеологических факторов относится также значительная гидродинамическая закрытость отложений, в которых могли идти процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

На инфильтрационных этапах гидрогеологических циклов особенно неблагоприятные обстановки создавались в основных областях повышенных напоров — питания инфильтрационными водами рифейско-вендско-нижнекембрийского и среднекембрийско-среднедевонского комплексов на северных склонах Белорусской и Воронежской антеклиз, на склонах Волго-Камского щита.

Одной из главных закономерностей гидрогеологического развития центральных и восточных областей Русской платформы в течение протерозойско-нижнепалеозойских этапов является сохранение смежных границ Среднерусского и Волго-Уральского бассейнов: пьезометрических минимумов на элизионных этапах и пьезометрических максимумов на инфильтрационных. Таким образом, флюидообмен происходил лишь в их собственных пределах, а седиментационные воды и углеводороды имеют в каждом из бассейнов «местное» происхождение.

Средне- и верхнепалеозойская история развития водонапорной системы Русской платформы отличалась неоднократной сменой элизионных и инфильтрационных этапов. Продолжавшееся формирование структуры, ее водонапорных бассейнов и изменения гидродинамических и гидрогеохимических обстановок в свою очередь существенно влияли на условия миграции и накопления углеводородов.

Важными периодами в геологической истории рифейско-вендско-

нижнекембрийского и среднекембрийско-среднедевонского комплексов являются турнейский и намюрский, так как к этому времени их нефтематеринские отложения погрузились на глубины свыше 1000 м.

Рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс на элизионных этапах развития в течение средне-верхнедевонско-нижнекаменноугольного (добашкирского) и дальнейших гидрогеологических циклов характеризовался значительной расчлененностью пьезометрической поверхности элизионного потока, неоднократным изменением по простиранию зон максимальных и пониженных напоров. Подобная картина особенно показательна для северо-восточной части Московской синеклизы (см. рис. 21). Это связано в первую очередь с условиями залегания отложений самого комплекса, с частым выполнением ими грабенообразных прогибов, где создавались наиболее «напряженные» условия элизионного водообмена.

В пределах Московской синеклизы области создания напора к концу турнейского века нижнего карбона располагались в Валдайском, Солигаличском и других прогибах.

Минимальные уровни потенциальной энергии элизионного потока рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса устанавливались на краевых положительных структурах центральных областей Русской платформы — Балтийском щите, Токмовском и Нелидово-Торжокском сводах. Сюда устремлялась основная масса седиментационных вод. Однако при режиме элизионного водообмена наиболее благоприятные для «захвата» в ловушки и накопления газонефтяных флюидов гидродинамические условия создавались в первую очередь во внутренних пьезометрических минимумах и зонах понижения условной пьезометрической поверхности элизионного потока, непосредственно примыкавших к областям создания напора и основного водного питания. В северо-восточной части Московской синеклизы в этом отношении наибольшего внимания заслуживает Чухломской палеопьезоминимум, образовавшийся уже к концу турнейского времени в северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий. Окруженный со всех сторон областями повышенных напоров, он в течение всего палеозойского времени обеспечивал захват флюидов со значительной водо- и нефтесборной площади (порядка 17 000 км^2).

К этому понижению пьезометрической поверхности к концу турнейского времени в общей сложности было «подтянуто» около 3200 км^3 отжатых седиментационных вод, что составляет почти 20% общего объема седиментационных вод, поступивших в коллекторские горизонты комплекса в центральной и северо-восточной частях Московской синеклизы.

Гидродинамическая обстановка в водоносных горизонтах рифея и венда на последующих элизионных этапах развития Среднерусского бассейна наследовала основные черты рассматриваемых этапов до конца нижнепермской эпохи.

Таким образом, гидродинамическая зона, исключительно благоприятная для накопления углеводородов в коллекторских отложениях венда, длительное время существовала в северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий (см. рис. 21).

Второй участок, наиболее перспективный по палеогидрогеологическим показателям для поисков залежей нефти и газа в венде располагается в центральной части Московской впадины (район Рыбинска, Переславль-Залесского, Максатихи) (см. рис. 22) в области регионального развития относительно богатых органическим веществом осадков редкинской свиты. Направленный поток отжимаемых седиментационных

вод, двигавшийся в сторону Нелидово-Торжокского свода, способствовал выносу значительного количества углеводородов.

По вендско-кембрийской и рифейской частям разреза отложений комплекса выделяются также два перспективных участка — в пределах восточной части Гжатско-Московской зоны поднятий и на северных склонах Валдайского прогиба. На первом из них длительное время встречались два мощных элизионных потока — с юга, со стороны Московского прогиба, и с северо-востока, со стороны наиболее погруженной северо-восточной части Московской впадины. Возможность переноса отжимаемыми седиментационными водами значительных масс углеводородов как с юга, так и с севера позволяет отвести восточную часть Гжатско-Московской зоны поднятий к перспективным на нефть и газ по палеогидрогеологическим показателям.

Палеогидродинамика элизионного водообмена в отложениях среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса существенно отличается от таковой в подстилающих отложениях протерозоя. Для нее характерно отсутствие ярко выраженного соответствия между распределением областей максимальных и минимальных напоров, с одной стороны, и зон прогибов и поднятий, — с другой.

Особенностью палеогидродинамического развития среднекембрийско-среднедевонского комплекса в палеозое являлось несовпадение главных зон создания напоров элизионного потока и областей максимального отжатия и выноса седиментационных вод. Это несовпадение было вызвано тем, что районы развития мощной толщи отложений комплекса (в частности, ордовика) располагались значительно западнее области наибольшего тектонического прогибания в послеордовикское время. Максимальные объемы седиментационных вод комплекса формировались в центральных и западных районах Московской впадины (Пошехонье, Рыбинск, Максатиха). К концу турнейского времени их величины достигали здесь 90—140 $м^3/м^2$, тогда как на наиболее прогибающихся участках (Любимская, Буйская, Дьяконовская площади) отжималось не более 50—55 $м^3/м^2$ (см. рис. 24).

К наиболее перспективным по палеогидрогеологическим показателям для поисков залежей нефти и газа в коллекторах среднекембрийско-среднедевонского комплекса относится область, расположенная в северной части Московской впадины (районы Вологды, Пошехонья, Пестово), на путях направленного перемещения значительных масс отжимаемых седиментационных вод в сторону Балтийского щита. Потенциальные возможности переноса водами углеводородов в этом направлении были достаточно велики, учитывая развитие в районе интенсивного отжатия седиментационных вод отложений пакерортского горизонта, богатых органическими соединениями.

Вторая из наиболее перспективных зон располагается в северо-восточной части Рыбинско-Чухломской зоны поднятий и на склонах Галичского прогиба (см. рис. 24, 25). Через нее проходили значительные объемы седиментационных вод со стороны устойчиво развивавшегося в палеозое Дьяконовского палеопьезомаксимума. Предпосылками для выделения этой области послужило также наличие в районе восточнее Чухломы мощного очага межпластовой разгрузки вод рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса.

В комплексе выделяются и другие перспективные нефтегазоносные районы. Один из них приурочен к северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба, к западным и северо-западным погруженным склонам Токмовского свода (на участках Рязани, Владимира, Горького). Вто-

рой — располагается в восточной части Московской впадины (см. рис. 25).

Данные по окислительно-восстановительным условиям осадконакопления, распределению и составу органического вещества, битуминозных компонентов и анализ палеогидрогеологических особенностей средне-верхнедевонского водоносного комплекса свидетельствует о том, что при образовании комплекса на большей части его развития в Среднерусском бассейне отсутствовали условия для широкого накопления в нем органических веществ, а в дальнешем складывались неблагоприятные обстановки для их преобразования в направлении нефтеобразования. В этом отношении исключение составляют лишь выделяемые на палеогидрогеологических картах с учетом геохимических данных некоторые перспективные участки бассейна — районы северо-западных бортов Московской синеклизы, погруженных западных и северных склонов Токмовского свода, а также северо-западных бортов Рязано-Саратовской впадины.

На основании анализа распределения палеопьезометров комплекса в Среднерусском бассейне мы считаем отрицательным показателем с точки зрения формирования в нем углеводородных скоплений непосредственный переход многих районов с максимальной пластовой энергией (на элизионных этапах развития бассейна) в основные районы региональных пьезоминимумов (районы разгрузки). Между этими двумя резкими «полюсами» энергии в комплексе отсутствовал постепенный переход и не фиксируется значительных промежуточных пьезоминимумов. Неблагоприятной для формирования скоплений углеводородов была также сравнительно малая гидродинамическая закрытость комплекса в периферийной зоне бассейна.

Данные по истории геолого-гидрогеологического развития нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса в центральных областях платформы в каменноугольный период и в последующее время свидетельствуют о почти повсеместном отсутствии здесь условий для нефтегазообразования и, следовательно, о преобладающей его бесперспективности в отношении нефтегазоносности.

Волго-Уральский бассейн, образовавшийся как самостоятельная гидродинамическая система еще в венде, в средне-верхнепалеозойские гидрогеологические циклы продолжал развиваться.

Закономерности гидрогеологического развития восточных областей Русской платформы в целом благоприятствовали формированию нефтегазовых скоплений в Волго-Уральском бассейне. Положительную роль в процессе формирования этих полезных ископаемых сыграло то, что в истории развития средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов преобладали элизионные водообмены, сопровождавшиеся значительным отжатием в коллектора седиментационных вод и углеводородных соединений. Распространение отложений, обогащенных органическими веществами, в сочетании со значительным развитием по территории коллекторов и нефтеводоупоров являлось весьма положительным фактором. С развитием структуры бассейна, его расширением и углублением потенциальная энергия в нем увеличивалась, возрастала возможность переноса седиментационных вод и нефтяных углеводородов из внутренних частей к краевым участкам. Направление движения седиментационных вод и нефтегазовых флюидов на всех элизионных этапах гидрогеологического развития бассейна в общем совпадали. В сторону краевых частей снижалась и потенциальная энергия нефтяных флюидов.

К числу важных палеогидрогеологических факторов, способствовавших образованию в Волго-Уральском бассейне нефтегазовых месторождений, относится и ограниченность площадей инфильтрации поверхностных вод. Они существовали в сравнительно редкие и короткие континентальные периоды и занимали в отличие от центральных областей платформы незначительные участки в общей «закрытой» структуре бассейна.

Весьма благоприятным для формирования и сохранения месторождений был и характер пьезометрической поверхности на элизионных этапах развития средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплексов. С начала образования бассейна в общем наследовалось на повторяющихся длительных элизионных этапах местоположение в нем основных областей максимальных и минимальных напоров. В результате этого в палеозое преобладала определенная преемственность основных направлений движений подземных вод и, следовательно, углеводородов.

Характер распределения на элизионных этапах палеонапоров основных продуктивных комплексов свидетельствует о сложности путей перемещения в них седиментационных вод и нефтяных углеводородов. В целом для водонапорного бассейна сохранялось местоположение трех характерных зон условий формирования, накопления и разрушения нефти и газа: зоны наиболее ранней и полной отдачи углеводородных соединений отложениями бассейна (Мелекесс-Радаевская, Бузулукская, Верхнекамская впадины, погруженные склоны Жигулевско-Оренбургского свода), зоны конечного приема и разрушения нефти и газа, приуроченной к краевым областям бассейна (районы современного Коми-Пермяцкого свода, северной вершины Татарского и Токмовского сводов и восточных частей Воронежской антеклизы) и расположенной между ними зоны основного накопления углеводородов бассейна. В ней выделялись участки с пониженными напорами, куда в первую очередь устремлялись «потоки» седиментационных вод и углеводородов (эти участки часто совпадают также с участками пониженных уровней потенциальной энергии нефтяных углеводородов). Расположение в комплексах на путях миграции углеводородов локальных площадей с минимальными напорами седиментационных вод и уровней потенциальной энергии нефтей в сочетании с наличием на этих участках структурных, литологических и стратиграфических ловушек определяют наиболее благоприятные условия для формирования зон накопления нефтегазовых углеводородов.

Большая часть нефтяных месторождений средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов приурочена именно к данной зоне Волго-Уральского бассейна, причем они располагаются в основном на участках развития пьезоминимумов элизионных этапов (Ромашкинское, Арланское и другие месторождения) и интенсивного снижения уклонов пьезометрической поверхности. В зонах пьезомаксимумов напоров и регионального развития минимальных напоров крупные нефтегазовые месторождения в бассейне отсутствуют или разрушены.

Средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский цикл был наиболее важным и завершающим при формировании седиментационных вод и генерации нефтяных углеводородов в отложениях средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов. В этот период их терригенные толщи погрузились с глубины 1300—1400 до 1900—2000 м (по подошве) и отжимались последние значительные массы седиментационных вод и нефтяных углеводородов в обстановке доформирования основных внутренних структур Волго-Уральского бассейна и благоприятных гидродинамических условий.

Очевидно, именно в данный цикл формировалась наиболее значительная часть нефтегазовых месторождений Волго-Уральского бассейна. При его дальнейшем развитии преобладали инфильтрационные этапы с небольшими уклонами палеонапоров, флюиды почти не отжимались в коллекторы комплексов.

Интенсивное поднятие Уральской горной системы в верхнепермском цикле развития бассейна обусловило выход коллекторов средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов на дневную поверхность и привело к резкому изменению сложившихся в течение палеозойской эры гидродинамических и гидрохимических условий, особенно в восточных районах. С этого времени для комплексов характерны инфильтрационные водообмены, которые могли приводить к переформированию нефтегазовых месторождений.

Основываясь на геолого-тектонических и гидрогеологических условиях, а также геохимических данных по содержанию углеводородов в бассейне и физико-химическим изменениям нефтей по его площади, можно полагать, что в целом геолого-гидрогеологическое воздействие Урала на формирование и разрушение нефтегазовых месторождений Волго-Уральского бассейна не имело решающего значения.

Количество углеводородов, поступивших в коллекторы терригенного девона, в продолжение среднего и верхнего палеозоя намного превышает установленные в девонских отложениях запасы. Следовательно, нефтяные залежи терригенного девона могли образоваться за счет внутренних ресурсов без поступления углеводородов извне. Наибольшие массы микронефти генерировались в пределах Мелекесс-Радаевской впадины, Жигулевско-Оренбургского свода и прибортовых частей Прикаспийской впадины. Максимальное количество их выносилось из кыновско-саргаевских отложений Мелекесс-Радаевской и Бузулукской впадин. В районах повышенной генерации углеводородов — в основных зонах нефтеобразования — формировались и значительные массы седиментационных вод.

Палеопьезометры средне-верхнедевонского комплекса, отражая перемещения седиментационных вод и нефтяных углеводородов из внутренних частей бассейна, указывают участки, которые на всех этапах характеризовались пониженными напорами — уровнями потенциальной энергии, пьезоминимумами седиментационных вод.

Обширным пьезоминимумом в продолжение всех гидрогеологических циклов выделялась территория в районах Альметьевской вершины Татарского свода, где сформировалось крупнейшее Ромашкинское месторождение, и в смежных участках Нижнекамской системы дислокаций (см. рис. 26—28). Эти районы отличались наиболее значительным внутрикомплексным движением флюидов со стороны смежных южных и северных погруженных структур. Именно сюда постоянно устремлялась основная масса формирующихся на элизионном этапе седиментационных вод и углеводородов из областей повышенных напоров и обогащения органическим веществом: Мелекесс-Радаевской впадины, южных и восточных погруженных склонов Татарского свода, юго-восточных склонов Верхнекамской впадины.

Выделенные на основании палеогидрогеологических критериев перспективные участки комплекса перечислены выше (см. стр. 191, рис. 28).

Существенная миграция вод и углеводородных соединений происходила также со стороны южных склонов Жигулевско-Оренбургского свода через районы минимумов его сводовых частей, Жигулевско-Самаркинских дислокаций, Большекинельского вала.

Формированию нефтегазовых скоплений на юго-восточных склонах Белебей-Шкаповской вершины Татарского свода, в северной части Бирской седловины, на западных склонах Пермско-Башкирского свода способствовало заметное снижение на их площадях перепадов палеонапоров потока седиментационных вод. В этом отношении палеогидрогеологические условия западных склонов центральных частей Татарского свода, для которых характерна гидродинамическая обстановка повышенных перепадов напоров, были гораздо менее благоприятными для накопления в структурных ловушках нефтегазовых углеводородов.

Условиями, неблагоприятными для формирования и сохранения нефтегазовых месторождений характеризовались участки Волго-Уральского бассейна, приуроченные на его элизионных и инфильтрационных этапах к гидродинамическим границам бассейна, несмотря на наличие здесь структурных ловушек. Весьма интенсивный вынос седиментационных вод и углеводородов со стороны западных склонов Жигулевско-Оренбургского свода, так же как и с западных бортов Мелекесс-Радаевской впадины, сравнительно быстро сменялся их разгрузкой в зоне, приуроченной на элизионных этапах к основным пьезоминимумам бассейна на Ульяновско-Канашской вершине Токмовского свода. Миграция вод и углеводородов из Верхнекамской впадины была направлена к восточным склонам Немской вершины Татарского свода, к Коми-Пермяцкому своду и на север к Камскому своду, где также на всех средне- и верхнепалеозойских элизионных этапах развития Волго-Уральского бассейна находились районы основных низких палеонапоров, т. е. зона конечного приема — разрушения углеводородов в бассейне.

В результате палеогидрогеологических исследований необходимо отметить, что основное влияние на формирование нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса, его вод и углеводородов оказало развитие Камско-Кинельской системы прогибов. Мощные глинистые осадки являлись основными источниками поступления в коллекторы седиментационных вод, а также нефтяных углеводородов. Общее количество углеводородов, продуцируемых Камско-Кинельской системой прогибов, и количество эмигрировавшей микронефти оцениваются, соответственно, в $9{,}65 \cdot 10^9$ и $3{,}06 \cdot 10^9$ т.

Из анализа палеогидродинамической обстановки комплекса следует, что максимальные приведенные напоры в нем были приурочены на элизионных этапах к районам южных склонов Жигулевско-Пугачевского свода и юго-восточных склонов платформы, Камско-Кинельской системы прогибов, Пермско-Башкирского свода и другим. Наиболее обширный палеопьезоминимум во внутренних районах Волго-Уральского бассейна в комплексе существовал в районах Альметьевской вершины (см. рис. 29). Однако здесь в нижнекаменноугольных отложениях отсутствовали благоприятные для формирования крупных месторождений литологические условия.

Резкое снижение перепадов напоров и уровней потенциальной энергии флюидов на юго-восточных склонах Белебеевской вершины, отраженное по площади комплекса в виде своеобразной полузамкнутой гидродинамической ловушки (ограниченной с юга и севера районами повышенных напоров, соответственно, Большекинельским, Бавлинским и Серафимовско-Балтаевским валами, а с запада — Байтуганским валом), создавало здесь предпосылки для формирования крупных нефтегазовых месторождений.

Значительную площадь в этих отложениях на всех элизионных этапах занимал пьезоминимум на южных участках склонов северо-восточного прогиба Камско-Кинельской впадины, тяготеющих к районам со-

временного положения Арланского месторождения. К этой области пониженных напоров при весьма положительных геологоструктурных условиях мигрировали седиментационные воды и углеводороды из окружающих ее внутренних частей Камско-Кинельских прогибов с повышенными здесь уровнями потенциальной энергии.

Палеогидродинамическая обстановка, благоприятная для нефтенакопления, существовала в районах западных склонов Пермско-Башкирского свода, смежных с восточными склонами северной ветви Камско-Кинельских прогибов, где происходила встреча двух разнонаправленных потоков флюидов. Благоприятной была палеогидродинамическая обстановка и вдоль южных бортов Муханово-Ероховского прогиба Камско-Кинельской впадины.

Наиболее благоприятная для нефтенакопления палеогидрогеологическая обстановка в среднекаменноугольном комплексе на элизионных этапах развития Волго-Уральского бассейна, так же как в девоне и нижнем карбоне, складывалась в западных районах бассейна, на Альметьевской вершине Татарского свода и ее склонах, где к концу нижнепермского времени напоры седиментационных вод среднего карбона были минимальными, т. е. существовал гидродинамически замкнутый пьезоминимум. Вместе с тем, с начала мезозоя в периоды преобладания инфильтрационных режимов здесь создавались исключительно отрицательные условия для сохранения залежей. В связи с этим обнаруживаемые здесь скопления нефти (Шугуровская, Аксубаевская, Ромашкинская залежи) являются остаточными, а перспектива открытия новых месторождений невелика.

Условия для нефтенакопления по палеогидрогеологическим данным в среднекаменноугольном комплексе улучшаются отсюда в южном направлении. Исходя из палеогидродинамических предпосылок, к наиболее перспективным относятся районы Жигулевско-Оренбургского свода и его северных склонов, Серноводско-Абдуллинского прогиба и южных склонов Белебеевской вершины Татарского свода, а также западные склоны Пермско-Башкирского свода, восточные борта Верхнекамской впадины и Бирской седловины.

Палеогидрогеологические условия Волго-Уральского бассейна в нижнепермскую эпоху определяли элизионный водообмен в коллекторах сакмаро-артинских и частично кунгурских отложений. На данных этапах развития бассейна миграция седиментационных вод и углеводородов была направлена со стороны восточных и юго-восточных его районов к центральным частям, где, как указывалось, в этих отложениях условия были исключительно неблагоприятные для накопления и сохранения нефтяных углеводородов. Палеогидрогеологические условия способствовали формированию и сохранению нефтегазовых месторождений в районах Жигулевско-Оренбургского свода, Бузулукской впадины и Предуральского прогиба.

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

В мезо-кайнозойскую эру (особенно интенсивно после альпийской фазы орогенеза) в Волго-Уральском бассейне начала формироваться современная гидрогеологическая обстановка с образованием Главной области создания напора и водного питания в западных и северо-западных частях территории — на Токмовском своде, северной вершине Татарского свода и Коми-Пермяцком своде. Движение подземных вод приобрело противоположную направленность (по сравнению с направлением на элизионных этапах) — на юг и юго-восток в сторону бортовой зоны Прикаспийской впадины, в пределах которой, по-видимому, осуществлялась их скрытая разгрузка. В южных районах Урало-Поволжья на Жигулевско-Оренбургском своде (Ероховка, Покровка, Родинка) образовался мощный очаг подпитывания водоносных горизонтов. Отсюда напоры вод также закономерно падают в южном и юго-восточном направлениях (свидетельствуя о движении вод в сторону Соль-Илецкого выступа и бортовой зоны Прикаспийской впадины). Особенно отчетливо этот очаг выявляется на гидродинамических картах водоносных комплексов нижнего и среднего карбона, на которых четко фиксируется снижение напоров вод в сторону Оренбургского вала и далее к бортам Прикаспийской впадины.

Все это говорит о возможности дополнительного привноса углеводородов в ловушки на участках скрытой разгрузки вод в смежных территориях. Однако этот процесс на инфильтрационных этапах носил, по-видимому, подчиненный характер.

В водоносных горизонтах нижней перми (артинский и сакмарский ярусы), верхнего и среднего карбона, в которых размещаются основные запасы газа и газоконденсата Оренбургского месторождения, воды однообразны по химическому составу, хотя некоторые компоненты его изменяются как по площади, так и по разрезу. Колебания минерализации, содержания кальция, отношения Na/Cl можно объяснить различием в динамике вод, степени проницаемости пород внутри продуктивных комплексов и гидродинамической связи комплексов между собой. Эта сравнительная однотипность вод по разрезу (за исключением, своеобразных «запечатанных» вод филлиповского горизонта) может свидетельствовать о современной взаимосвязи глубоких водоносных комплексов и возможности перетока вод из отложений среднего и верхнего карбона в вышележащие горизонты карбона и нижней перми.

Исходя из изложенного выше, перспективы нижнепермских отложений могут быть связаны в основном только с районами развития отложений, гидрогеологически закрытых соленосными водоупорными толщами, в пределах Жигулевско-Оренбургского свода и Бузулукской впадины.

Гидродинамическая история центральных и восточных областей Русской платформы в продолжение мезо-кайнозойской эры существенно отличалась от палеозойской. На большей части территории господствовал континентальный режим. В сформировавшихся палеозойских водоносных и водоносно-водоупорных комплексах отложений после палеозоя преобладали уже специфические гидродинамические и гидрохимические обстановки инфильтрационных этапов, во многом неблагоприятные для сохранения нефтегазовых месторождений и особенно формирования новых. В связи с большими глубинами, в которых оказались отложения, обогащенные органическим веществом, к этой эре из них практически прекратилось отжатие седиментационных вод. Следовательно, существующие нефтегазовые месторождения сформировались в основном, как отмечалось выше, в течение среднего и верхнего палеозоя.

Карта современной водонапорной системы Русской платформы отражает основные гидродинамические закономерности в мезо-кайнозое, показывает распределение напоров по площади и направленность движения вод (см. рис. 34).

На основании анализа пьезометрических поверхностей водоносных комплексов на этой карте выделяется Главная область создания напора (инфильтрационного питания) Русской платформы, приуроченная к совокупности внутренних положительных структур — Белорусскому выступу, Воронежской антеклизе, Токмовскому своду, Казанской седловине, северной вершине Татарского свода и Коми-Пермяцкому своду.

В пьезометрических поверхностях современной водонапорной системы Русской платформы и смежных горных сооружениях фиксируются водоразделы, которые охватывают обособленные области флюидообмена. Они определяют современные границы нефтегазоносных водонапорных бассейнов со свойственными им направленностью падения напоров, стока и разгрузки подземных вод. Именно так мы устанавливаем пределы распространения, границы современных нефтегазоносных бассейнов (в том числе возможно нефтегазоносных): Балтийского, Среднерусского, Волго-Уральского, Днепровско-Донецкого и др.

Пьезометрические карты палеозойских комплексов показывают современное движение водных масс в глубоко погруженных частях осадочного чехла платформы и преобладание в их составе подземных вод инфильтрационного происхождения. Рассмотрение этих карт совместно с картами химического состава вод по комплексам позволяет говорить о тесной связи степени минерализации и метаморфизма подземных вод с их динамикой.

Существенно влияние гидродинамических особенностей осадочной толщи Русской платформы и на состав газов, растворенных в подземных водах. Так, в продуктивных комплексах Волго-Уральского бассейна подземные воды районов, тяготеющих к Главной области питания, содержат повышенное количество биогенного азота. Именно к этим районам часто приурочены его месторождения. От Главной области питания по направлению потока в зоне развития сильно метаморфизованных вод возрастает удельное содержание в них метана и тяжелых углеводородов.

В соответствии с гидродинамикой продуктивных отложений в Волго-Уральском бассейне весьма отчетливо распределяются области пластовых вод с характерным составом газов: азотных, метаново-азотных, азотно-метановых и метановых газов. Количество растворенных газов закономерно возрастает от нескольких десятков и сотен кубических сантиметров на литр в зоне Главной области питания и смежных к северным бортам Прикаспийской впадины, где оно достигает 900—1300 $см^3/л$ и более. Общая упругость растворенных в воде газов также увеличивается в указанном направлении. На преобладающей территории бассейна пластовые воды недонасыщены газами $\left(\frac{P_{газа}}{P_{пластовое}} < 1\right)$.

Воздействие подземных вод на нефтегазовые залежи Волго-Уральского бассейна на инфильтрационном этапе мезо-кайнозойского цикла продолжается в течение весьма длительного времени. Результатом этого явилось закономерное распределение тяжелых и легких нефтей в пределах средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного комплексов.

В региональном плане по направлению движения вод от Главной области питания на юго-восток к Прикаспийской впадине в продуктивных комплексах увеличивается (с начала мезозоя) совокупность взаимосвязанных гидрогеологических факторов (замедление водообмена,

повышение метаморфизации вод и снижение их сульфатности, рост восстановительной обстановки и др.), благоприятных для сохранения нефтегазовых месторождений. Региональная закономерная изменчивость по площади отмеченных факторов, прежде всего гидродинамического (характера водообмена, обусловливающего различную интенсивность процесса биохимической сульфатредукции), во многом определяет фронтальную изменчивость основных свойств нефтей по отношению к Главной области питания. С удалением от этой области уменьшаются плотность, сернистость и смолистость нефтей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. М., изд-во АН СССР, 1956, 262 с.

Аширов К. Б. Закономерности изменения свойств нефтей месторождений платформы (на примере месторождений Куйбышевской области). — «Сов. геология», 1957, № 59, с. 170—184.

Бакиров А. А. Классификация и тектонические закономерности размещения крупных нефтегазоносных территорий (областей, провинций и поясов). — В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. Изд-во АН СССР, 1962, с. 21—33.

Барс Е. А., Коган С. С. Органическое вещество подземных вод нефтегазоносных областей. М. «Недра», 1965, 92 с.

Бондаренко С. С. Йодо-бромные воды Поволжья и Прикамья. — «Сов. геология», 1959, № 12, с. 88—100.

Ботнева Т. А. Изменение свойств нефтей в месторождениях юго-восточной Татарии. — «Геол. нефти», 1958, № 5, с. 58—64.

Брод И. О. Современные взгляды на формирование и закономерности в распространении скоплений нефти и газа. — «Геол. нефти и газа», 1960, № 11, с. 1—8.

Брунс Е. П. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы. М., «Недра», 1966, с. 6—31 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», т. 114).

Бунеев А. Н. Основы гидрохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956, 250 с.

Бурштар М. С., Машков И. В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1963, 266 с.

Буялов Н. И. Основные критерии прогноза нефтеносности и их значение при оценке перспектив. М., «Недра», 1967, с. 70—90 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 48).

Вагин С. Б. Новые данные по гидрогеологии восточной части кряжа Карпинского. — «Изв. вузов. Нефть и газ, 1961, № 4, с. 7—12.

Вайнбаум С. Я., Зайдельсон М. И., Копрова Н. А. К вопросу о формировании залежей нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 589—593.

Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Изменение нефтей в земной коре. Л., Гостоптехиздат, 1953, с. 11—42 («Науч.-техн. общ-во Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», геол. сб. № 2).

Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 9—220 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 128).

Вещезеров В. И. О гидрогеологических показателях нефтегазоносности. — В сб.: Вопросы геохимии нефтегазоносных областей. М., ГОСИНТИ, 1962, с. 151—155.

Высоцкий И. В. Основы геологии природного газа. М., Гостоптехиздат, 1954, 384 с.

Галактионова Н. М. О некоторых закономерностях распределения рассеянного органического вещества в девонских отложениях центральных областей Русской платформы в связи с изменением фациальных условий осадкообразования. М., «Недра», 1964, с. 89—101 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 41).

Гатальский М. А. Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей. Л., Гостоптехиздат, 1951, с. 43—46 («Труды Всесоюз. науч. исслед. геол. развед. ин-та», геол. сб. I (IV).

Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1954, 172 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 9).

Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, 711 с. (Мат-лы Всесоюз. совещ. по генезису нефти и газа, М., 1966).

Геологические закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М., «Недра», 1968, 272 с («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 67). Авт.: В. А. Клубов, С. К. Нечитайло, В. В. Петропавловский, В. Д. Аверкин, Ю. Я. Большаков.

Геохимическая характеристика нефтей и других битумов Волго-Уральской нефтеносной области, Л., Гостоптехиздат, 1957, 303 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 107). Авт.: В. А. Успенский, Ф. Б. Инденбом и др.

Герасимов В. Г. Оценка перспектив нефтегазоносности недр Татарии на основе гидрогеологических данных. — «Татарская нефть», 1962, № 6, с. 29—30.

Гордасников В. Н., Троицкий В. Н. Средне-Русский авлакоген — стержневая структура Московской синеклизы. — «Сов. геология», 1966, № 12, с. 50—58.

Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956, 142 с.

Гуревич М. С. Принципы комплексного нефтепоискового изучения подземных вод. Л., Гостоптехиздат, 1956, с. 184—197 («Мат-лы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», нов. сер., вып. 18).

Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. Л., «Недра», 1969, 200 с.

Гусева А. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Файнгерт Л. А. Свойства нефтей и формирование залежей. М., «Недра», 1966, 76 с.

Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Л., Гостоптехиздат, 1963, 379 с.

Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1961, 372 с.

Жабрев Д. В. Сингенетично-нефтеносные свиты и нефтепродуцирующие породы, слагающие их. М., «Недра», 1961, 195 с.

Зайдельсон М. И. Палеогидрогеологические условия основных продуктивных горизонтов Куйбышевского Поволжья и их роль в формировании залежей нефти и газа. Куйбышев, Куйбышевское кн. изд-во, 1962, с. 128—148 («Труды Куйбышевского науч.-исслед. ин-та нефтяной пром-сти», вып. 11).

Зайдельсон М. И., Козин А. Н., Козлов Б. М. Пластовые воды палеозойских отложений Куйбышевского Поволжья (справочник) («Труды Куйбышевского науч.-исслед. ин-та нефт. пром-сти»), Куйбышев, Куйбышевское кн. изд-во, 1965.

Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР. — «Бюлл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1958, вып. 1, с. 123—137.

Зерчанинов И. К. Формирование зон нефтегазонакопления различных районов СССР. М., «Недра», 1971, 224 с.

Зингер А. С. Газогидрохимические критерии оценки нефтегазоносности локальных структур (на примере нижнего Поволжья, Саратов). Саратов, изд-во Саратов. ун-та, 1966, 475 с.

Зорькин Л. М. Гидрогеологические критерии газоносности Приуральской части Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 158—175 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природ. газов», вып. 15/23).

Иванов В. Н., Шестов И. Н. Гидрохимия подземных вод и перспективы нефтеносности Пермской области. Пермь, Пермское кн. изд-во, 1965, с. 66—79 («Труды Камск. фил. Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 46).

Игнатович Н. К. Гидрогеология Русской платформы. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948, 333 с.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. Под ред. А. П. Виноградова, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова, В. Е. Хаина. М., «Недра», 1964, 330 с.

Казьмина Т. И. Геохимические условия образования девонских и более древних отложений Волго-Уральской области. Л., Гостоптехиздат, 1955, с. 68—111 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», нов. сер., вып. 82).

Каменноугольные отложения Центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1958, 210 с. Авт.: Н. С. Ильина, Л. М. Елина, А. А. Рыжова и др.

Каменский Г. П., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959, 350 с.

Каминский Л. С. Измерение связи. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1962, 49 с.

Каримов А. К. О некоторых закономерностях распределения различных типов нефтей в девонских отложениях Западной Башкирии и прилегающих районов. — «Геология нефти», 1958, № 6, с. 25—31.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963, 353 с.

Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., «Недра», 1969, 151 с.

Керкис Е. Е. Определение коэффициента водопроницаемости и радиуса влияния по данным опытных кустовых откачек методом наименьших квадратов. — «Учен. зап. Ленингр. ун-та», 1958, т. 34, вып. 2, с. 94—101.

Клевцова А. А., Островский М. И. О глубинном строении и перспективах нефтегазоносности бавлинских отложений Верхнекамской впадины. — «Геол. нефти и газа», 1964, № 3, с. 10—13.

Козлов А. Л. Формирование и размещение нефтяных и газовых залежей. М., Гостоптехиздат, 1959, 163 с.

Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1969, 199 с.

Короткевич Г. В. О некоторых особенностях развития соляного карста. — «Докл. АН СССР», т. 136, № 1, с. 42—48.

Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963, 168 с.

Котов В. С., Митин Н. Е. Залежи нефти и газа, контактирующие с пресными водами. — «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1963, № 11, с. 14—15.

Кротова В. А. Гидрогеология Волго-Уральской нефтеносной области. Л., Гостоптехиздат, 1956, 266 с.

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений на примере Предуралья. Л., Гостоптехиздат, 1962, 330 с.

Кругликов Н. М. Гидрогеология северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна. Л., «Недра», 1964, 166 с.

Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Минск, «Наука и техника», 1970, 143 с.

Кудряков В. А. Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., Моск. ин-т нефтехим. и газ. пром-сти., 1964.

Кулаков Н. В. Палеогидрогеологические условия формирования газонефтяных месторождений. М., «Недра», 1964, 196 с.

Ларская Е. С., Загулова О. П. Геохимические особенности докаменноугольных отложений центральных областей Русской платформы в связи с выделением нефтегазоматеринских пород. М., «Недра», 1970, с. 42—46 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. 94).

Ломтадзе В. Д. Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. М., изд-во АН СССР, 1958, с. 179—180 («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. 16).

Лондон Э. Е. Степень насыщения пластовых вод растворенными углеводородами и сульфатами как поисковый признак при оценке перспектив нефтегазоносности. — «Геол. нефти и газа», 1964, № 11, с. 41—47.

Любомиров Б. Н. Палеогидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской провинции. — «Сов. геология», 1963, № 11, с. 89—99.

Максимов С. П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в палеозойских отложениях (на примере южных районов Волго-Уральской нефтегазоносной области). М., «Недра», 1964, 486 с.

Максимович Г. А. О скорости миграции воды на Земле. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 96, № 4, с. 803—804.

Малиновская В. И. Органические кислоты в подземных водах палеозойской группы Оренбургской области. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Оренбург, Южно-Уральское кн. изд-во, 1967, с. 183—191.

Матусевич В. М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-мин. наук. М., Моск. ин-т нефтехим. и газ. пром-сти, 1972 г.

Методика установления границ артезианских и нефтегазоносных бассейнов. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. нефти и разведка», 1961, № 11, с. 95—101. Авт.: Е. А. Барс, Г. А. Борщевский, И. О. Брод, А. М. Овчинников.

Мухин Ю. В. О перспективах газонефтеносности Среднерусского артезианского бассейна. М., «Недра», 1964 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природ. газов», вып. 22/30, кн. 1, с. 126—150).

Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков применительно к вопросам геологии нефти и газа, гидрогеология и инженерной геологии. М., «Недра», 1965, 200 с.

Нестеров И. Н. Уплотнение глинистых пород. — «Сов. геология», 1965, № 12, 69 с.

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, 224 с.

Никаноров А. И. Связь йода с органическим веществом и оценка его как гидрогеохимического показателя нефтегазоносности. В кн.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971, с. 92—96.

Новосельцева Д. Ш., Мясникова И. П. О составе органических веществ, извлекаемых из нефти подземными водами. В кн.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971, с. 303—305.

О генетической связи нефтегазоносных бассейнов с вмещающими их бассейнами подземных вод. — «Геол. нефти и газа», 1961, № 11, с. 27—34. Авт.: Е. А. Барс, Г. А. Борщевский, И. О. Брод, А. М. Овчинников.

Овчинников А. М. Современное состояние вопроса о формировании подземных вод. М., изд-во АН СССР, 1948, с. 36—50 («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. 1).

Овчинников А. М. Водонапорные системы земной коры. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. нефти и разведка», 1961, № 8, с. 85—90.

Озолин Б. Б., Лерман Б. И. Закономерности изменения свойств пластовых вод продуктивных горизонтов девона в пределах платформенной области Башкирии, Уфа («Труды Уфимск. науч.-исслед. нефт. ин-та». вып. 4), 1959, с. 69—88.

Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. М., Гостоптехиздат, 1962, 295 с. Авт.: М. Е. Альтовский, Е. Л. Быкова, З. И. Кузнецова, В. М. Шверц.

Гидрогеологические критерии нефтегазоносности и оценка перспектив палеозойских отложений Волгоградского Поволжья по гидрогеологическим показателям. В кн. Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтеносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971, 177 с. Авт.: Ю. А. Пецюха, Л. А. Анисимов, С. М. Киссельгоф, М. Е. Березкина, В. И. Титов, В. А. Герасимов.

Подземные воды центральной и западной частей Русской платформы (палеозой). Минск, изд-во АН БССР, 1962, 170 с. Авт.: Г. В. Богомолов, М. С. Яншина, Г. Н. Плотникова, Л. И. Флерова.

Пиннекер К. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966, 332 с.

Питьева К. Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. М, Госгеолтехиздат, 1959, 288 с.

Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 43—68 («Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. 42).

Раабен В. Ф. О закономерностях распределения залежей и типов нефтей в палеозойских отложениях Волго-Уральской области. М., «Недра», 1962 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та, вып. 33).

Родионова К. Ф., Старовойтова А. Ф., Каперская К. В. К геохимии додевонских отложений центральной части Русской платформы. М., «Недра», 1954, с. 65—100 («Труды Всесоюз. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та», вып. 4).

Родионова К. Ф. Органическое вещество и нефтематеринские породы девона Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1967, 359 с.

Родионова К. Ф., Четверикова О. П. О нефтематеринских породах каменноугольных отложений Волго-Уральской области. М., «Недра», 1968, с. 261—267 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та, вып. 59).

Романюк А. Ф., Ярош Е. Н., Лихоманова И. Н. Закономерности размещения и формирования подземных вод нефтяных и газовых месторождений УССР. М., «Недра», 1965, с. 168—175 («Труды Укр. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», вып. XIV).

Савченко В. П. Законы, управляющие системой жидкость+газы и их приложение для выяснения генезиса природных газов. — В сб.: Природные газы. № 11, М., ОНТИ, 1963.

Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., изд-во Ленингр. ун-та, 1963, 115 с.

Самсонов Ф. П., Качалов Ю. М., Якобсон Г. П. Методика количественной оценки палеогидродинамических условий нефтегазоносных бассейнов. — «Геол. нефти и газа», 1968, № 6, с. 21—25.

Семихатов А. Н. О гидрогеологических циклах. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 57, № 6.

Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1949, 159 с. («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. IV).

Стадник Е. В. Тепловой режим палеозойской водонапорной системы Нижнего Поволжья. — «Сов. геология», 1967, № 1, с. 32—38.

Станкевич Е. Ф. Основные этапы формирования подземных вод девонских отложений юго-востока Татарии. — «Татарская нефть», 1961, № 4, с. 37—38.

Суббота М. И., Никитина Е. А. О распределении битумов в подземных водах. «Новости нефт. техн. Сер. геол.», 1959, вып. 4, с. 26—29.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М.-Л., Гостоптехиздат, 1948, 480 с.

Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостоптехиздат, 1963, 328 с.

Талипов С. Воды нефтегазовых месторождений Таджикской депрессии. — «Изв. вузов. Нефть и газ», 1963, № 11, с. 7—10.

Тердовидов А. С., Чупис Н. Е. Гидрогеохимический разрез майкопских отложений газоносных площадей степного Крыма. «Геол. нефти и газа», 1969, № 5, с. 26—30.

Терещенко В. А. Газонасыщенность подземных вод палеозоя и нижнего мезозоя средней части Днепровско-Донецкой впадины и ее поисковое значение. — «Нефт. и газ. пром-сть», 1966, № 5, с. 12—14.

Успенская Н. Ю. Общие принципы тектонического районирования нефтегазоносных территорий. В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 34—47.

Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков (перевод с англ.). В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых, т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 84—137.

Физико-химические особенности и гидрогеологические факторы миграции природных растворов (в связи с изучением нефтегазоносных бассейнов). Л., «Недра», 1967, 171 с. («Труды науч.-исслед. ин-та зарубежгеологии», вып. 16). Авт.: Л. А. Польстер, Ю. А. Висковский, А. Н. Гусева и др.

Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1956, 208 с.

Халтурин Д. С. Нефтегазоносность, формирование геологической структуры и осадконакопление. М., «Недра», 1966, 195 с.

Ходжакулиев Я. А. Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области. Гидрогеология. Ашхабад, «Туркменистан», 1966, 219 с.

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1968, 216 с.

Чистовский А. И. Газовая составляющая пластовых вод Куйбышевского Поволжья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., Всесоюз. науч.-исслед. ин-т газ. пром-сти.

Шагоянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод Центральной и восточной части Северного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, с. 33—45 («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. 6).

Швец В. М. Содержание и распределение органических веществ в подземных водах. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 2, 453 с.

Шестов И. Н. Гидрогеологические и гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Пермского Прикамья. Пермь, Пермск. кн. изд-во. 1970, с. 241—253 («Труды Камск. фил. Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 7).

Шибалин А. И. К вопросу о выделении нефтематеринских отложений и зон нефтегазообразования на территории Московской синеклизы. М., «Недра», 1970 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 81).

Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968, 234 с.

Якобсон Г. П. О формировании сероводородных вод в Кемери. — «Изв. АН ЛССР», 1957, № 6, с. 39—49.

Якобсон Г. П. О сети наблюдательных гидрогеологических скважин на территории СССР. — «Геол. нефти и газа», 1963, № 7.

Якобсон Г. П., Самсонов Ф. П., Дикенштейн Г. Е. Перспективы нефтегазоносности центральной части Каракумского бассейна по гидрогеологическим критериям. «Нефтегаз. геол. и геофиз.», 1968, № 5.

Якобсон Г. П. Основные черты гидрогеологии Волго-Уральской области. — В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М. «Недра», 1970.

Яковлев Ю. И. Газоносность подземных вод средней полосы Русской платформы и использование ее для оценки перспектив нефтегазоносности. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук., М., Всесоюз. науч.-исслед. ин-т газ. пром.-сти, 1968.

Ягодин В. В. К методике определения приведенного давления пластовой воды в скважинах. В кн.: Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1957 («Труды Всесоюз. науч.-исслед. нефт. ин-та»).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Теоретические и методические вопросы гидрогеологических исследований водонапорных систем и нефтегазоносных территорий

Глава I. Обзор гидрогеологических исследований нефтегазоносных областей . 3
Глава II. Гидрогеологическое районирование водонапорных систем и нефтегазоносных территорий. Принципы выделения нефтегазоносных бассейнов и их палеогидрогеологический анализ 8
Глава III. Методика изучения современных гидродинамических условий водонапорных систем и нефтегазоносных бассейнов 17
Глава IV. Методика исследования палеогидродинамической обстановки водонапорных систем и нефтегазоносных бассейнов 28
Глава V. Методика исследования режима подземных вод продуктивных комплексов. Основные принципы создания и размещения на территории СССР режимной сети глубоких скважин 34
Глава VI. Основные направления, этапы и характер гидрогеологических исследований при оценке перспектив нефтегазоносности 40

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Природная водонапорная система Русской платформы. Палеогидрогеология и гидрогеологические особенности центральных и восточных областей платформы в связи с формированием нефтегазовых месторождений

Глава VII. Строение водонапорной системы Русской платформы. Региональные водоупорные и водоносные комплексы. Солевой и газовый состав подземных вод 54
Рифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс 57
Нижнекембрийский водоупорный комплекс 59
Среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс 59
Среднедевонский водоносно-водоупорный коплекс 67
Средне-верхнедевонский водоносный комплекс 67
Верхнедевонский водоносно-водоупорный комплекс 74
Верхнедевонско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс . . . 75
Нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс 82
Нижне-среднекаменноугольный водоносный комплекс 87
Среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс 92
Средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский водоносный комплекс 96
Краткая геотермическая характеристика подземных вод 102
Глава VIII. Палеогидрогеологические условия формирования скоплений углеводородов в верхнем протерозое и нижнем палеозое 103
Палеогидрогеологические особенности формирования скоплений углеводородов рифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса 108
Центральные области 108
Восточные области 117
Палеогидрогеологические условия и закономерности формирования скоплений нефтяных углеводородов среднекембрийско-среднедевонского водоносного комплекса 119

Глава IX. Палеогидрогеологические условия и закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений в среднем и верхнем палеозое 125
Рифейско-вендско-нижнекембрийский и среднекембрийско-среднедевонский водоносные комплексы 128
Средне-верхнедевонский водоносный комплекс 145
Нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс 177
Среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс 186
Средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский комплекс 188
Глава X. Гидрогеологические закономерности современной водонапорной системы платформы и их воздействие на нефтегазовые месторождения . . 192
Современная динамика подземных вод и нефтегазоносные водонапорные бассейны 192
Метаморфизованность подземных вод как один из основных показателей формирования их состава 215
Воздействие гидрогеологических факторов на физико-химические свойства нефтей 230
Геохимия органического вещества подземных вод как показатель нефтегазоносности 241
Заключение 249
Список литературы 262

Георгий Петрович Якобсон

Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений

Редакторы издательства *Т. А. Дементьева, А. Г. Ионель*

Техн. редакторы *А. С. Полосина, Л. Д. Агапонова*

Корректор *П. А. Денисова*

Сдано в набор 6/II 1973 г. Подписано в печать 2/VII 1973 г. Т-10655
формат 70×100 1/16 Бумага № 2 Печ. л. 17,25 с вкл. Усл. п. л. 22,42
Уч.-изд. л. 22,0 Тираж 1100 экз. Заказ № 467/4669—7 Цена 2 р. 55 к.

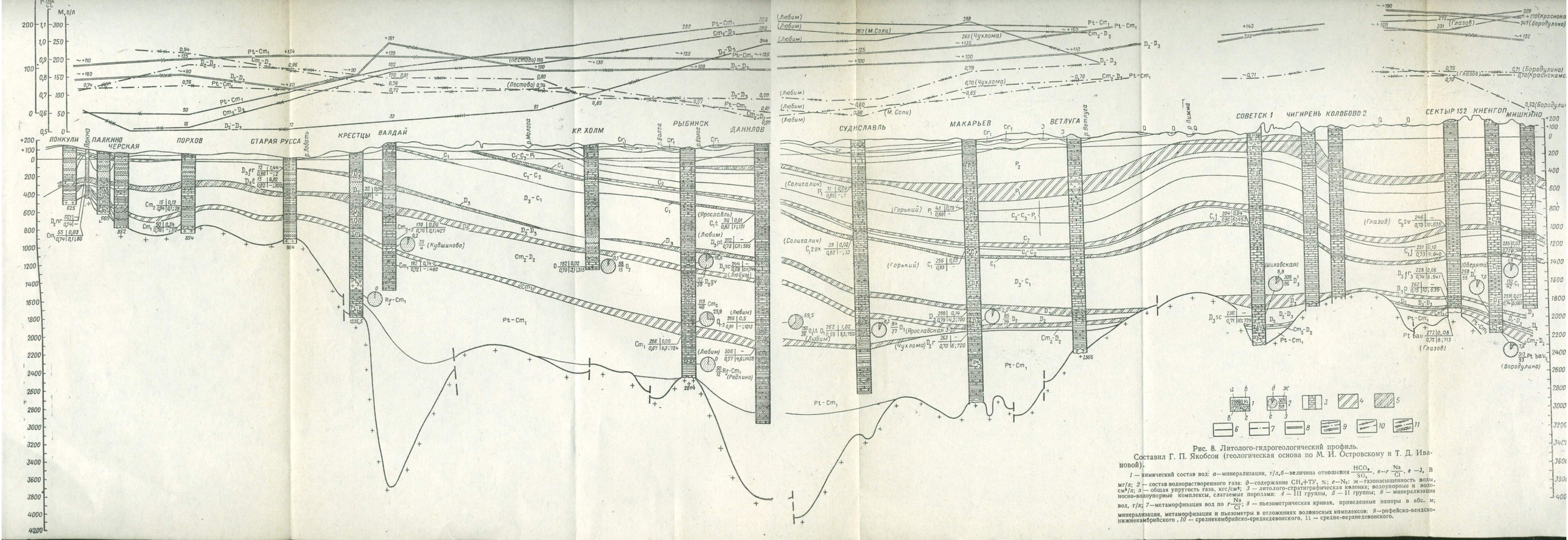
Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Калужская типография управления издательств, полиграфии и книжной торговли облисполкома, пл. Ленина, 5

2 руб. 35 коп.



НЕДРА · 1973


ПОНКУЛИ
ПАЛКИНО
ЧЕРСКАЯ
ПОРХОВ
СТАРАЯ РУССА
КРЕСТЦЫ
ВАЛДАЙ
КР. ХОЛМ
РЫБИНСК
ДАНИЛОВ
СУДИСЛАВЛЬ
МАКАРЬЕВ
ВЕТЛУГА
СОВЕТСК 1
ЧИГИРЕНЬ
КОЛОБОВО 2
СЕКТЯР 152
КИНЕШМА
МИШКИНО
(Ярославская)
(Любим)
(Чухлома)
(Горький)
(Солигалич)
(Кувшинова)
(Редкино)
(Глазов)
(Бородулино)
(Краснохолм)
(Оберята)
(Пестово)
(М. Солы)
Pt-Cm
Cm2-D2
D2-D3
D3-C1
C2-C3-P1
C1-C2
P2
P1
C1
D3
Cm2
Pt-Cm1
Ry-Cm1
Pt bau
M, г/л
г/л
Рис. 8. Литолого-гидрогеологический профиль.
Составил Г. П. Якобсон (геологическая основа по М. И. Островскому и Т. Д. Ивановой).
1 — химический состав вод: а—минерализация, г/л, б—величина отношения $\frac{HCO_3}{SO_4}$, в—г $\frac{Na}{Cl}$, г —J, В мг/л; 2 — состав водорастворенного газа: д—содержание CH_4+ТУ, %; е—N_2: ж—газонасыщенность вод, $см^3/л$; 3 — общая упругость газа, кгс/$см^2$; 3 — литолого-стратиграфическая колонка; водоупорные и водоносно-водоупорные комплексы, слагаемые породами: 4 — III группы; 5 — II группы; 6 — минерализация вод, г/л; 7—метаморфизация вод по г $\frac{Na}{Cl}$; 8 — пьезометрическая кривая, приведенные напоры в абс. м; 9—рифейско-венско-нижнекембрийского, 10 — среднекембрийско-среднедевонского, 11 — средне-верхнедевонского.
минерализация, метаморфизация и пьезометры в отложениях водоносных комплексов: