

В. П. Шугрин

НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

*Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов вузов,
обучающихся по специальностям «Геофизические методы поисков и разведки
месторождений полезных ископаемых» и «Технология и комплексная механизация
разработки нефтяных и газовых месторождений»*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва—1973

Шугрин В. П. Нефтегазопромисловая гидрогеология. М., «Недра», 1973. 168 с.

В соответствии с действующими в нефтяных вузах учебной программой и учебным планом по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» и «Технология и комплексная механизация разработки нефтяных и газовых месторождений» преподается курс «Нефтепромысловая геология и гидрогеология». В 1958 г. по данному курсу был издан учебник, составленный М. А. Ждановым и А. А. Карцевым.

В 1966 г. был опубликован учебник М. А. Жданова, Ф. А. Гришина и Е. В. Гординского «Основы промысловой геологии газа и нефти», предназначенный для студентов тех же специальностей. Однако в этот учебник не вошла часть курса, освещающая вопросы общей и нефтегазовой гидрогеологии, хотя программой этот раздел предусмотрен. Цель настоящего учебного пособия — восполнить этот раздел учебной программы.

В учебном пособии содержатся сведения по общей гидрогеологии и рассматриваются основные вопросы гидрогеохимии, а именно: условия нахождения вод в природе; движение и происхождение подземных вод; элементы поисково-разведочных работ; основы гидрохимии. Из специальных вопросов рассматриваются общая характеристика вод газовых и нефтяных месторождений и сравнительная характеристика газонефтеносных артезианских бассейнов. Дается описание гидрогеологических наблюдений и исследований при разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Настоящая книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов геофизиков, буровиков и разработчиков нефтяных вузов, а также может быть использована инженерами аналогичных специальностей при разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Таблиц 5, иллюстраций 54, список рекомендуемой литературы — 17 назв.

Рецензенты:

Кафедра нефтепромысловой геологии и гидрогеологии Грозненского нефтяного института,

доктор геолого-минералогических наук, профессор **И. В. Высоцкий**.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Директивами XXIV съезда Коммунистической партии Советского Союза в девятой пятилетке предусматривается довести добычу нефти до 480—500 млн. т и газа до 300—320 млрд. м³. Для выполнения этой задачи необходимы высокие темпы прироста запасов углеводородов, что требует от геологов постановки целенаправленных исследований для открытия новых крупных месторождений нефти и газа и ведения рациональной разработки в старых и новых нефтегазоносных районах страны.

Образование, миграция, аккумуляция и разрушение залежей углеводородов происходят в среде, наполненной водой.

Поэтому при решении комплекса вопросов нефтяной геологии прежде всего необходимо знать гидрогеологические условия месторождений нефти и газа.

Предлагаемый курс рассчитан на студентов нефтяных вузов, обучающихся по специальностям «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» и «Технология и комплексная механизация разработки нефтяных и газовых месторождений».

В первой части книги приводятся сведения по общей гидрогеологии. Во второй части рассматриваются вопросы гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений. Описывается применение познаний в области гидрогеологии при разведке и разработке залежей углеводородов. Особое внимание обращено на применение гидрогеологических данных в промысловой геофизике и промысловом деле. В процессе работы над учебным пособием автор учел замечания рецензентов, которым выражает благодарность.

Автор получил также ряд ценных замечаний от профессора А. А. Карцева, докторов геолого-минералогических наук И. К. Зерчанинова и Б. Ю. Вендельштейна, кандидатов геолого-минералогических наук Ю. П. Гаттенбергера и Ю. В. Доброва. Всем названным лицам автор выражает глубокую признательность.

Предложения и замечания просьба направлять по адресам: Москва 117296, Ленинский проспект, д. 65, Московский институт нефтехимической и газовой промышленности имени И. М. Губкина, а также Москва К-12 (индекс 103633), Третьяковский проезд, д. 1/19, Издательство «Недра».

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеология — наука, изучающая природные воды, как любая другая отрасль знаний возникла из практических потребностей человеческого общества. Предметом изучения гидрогеологии являются физические свойства и химический состав подземных вод, их происхождение, условия залегания, движение, вопросы техники использования вод в народном хозяйстве. Гидрогеологические исследования необходимы при проектировании систем водоснабжения городов и сел, различных промышленных предприятий, курортного и гидротехнического строительства, горного дела, при поисках, разведке и разработке месторождений различных полезных ископаемых и особенно нефти и газа.

Гидрогеология как наука оформилась сравнительно недавно, к началу XX в. Но отрывочные, несистематические сведения о подземных водах, вероятно, были известны человеку еще в доисторические времена. Предполагают, что еще в период неолита, перейдя от кочевого образа жизни к оседлому, человек должен был столкнуться с вопросами исследования подземных вод для хозяйственных нужд. Имеются свидетельства широкого развития ирригационных систем в долинах рек Тигра и Евфрата. Проблема водоснабжения легендарного города Вавилона была решена еще за 4—5 тыс. лет до нашей эры. Развитые системы водоснабжения городов древнего Египта известны со времен фараонов, т. е. за 2—3 тыс. лет до нашей эры. Египтяне проложили один из первых водопроводов. Вопрос водоснабжения был чрезвычайно оригинально решен жителями о. Арвад в восточной части Средиземного моря. Здесь, 2 тыс. лет назад, по свидетельству Плиния Старшего жители брали воду из подводного источника карстового происхождения с глубины 18 м ниже уровня моря. В древнем Китае имелись колодцы глубиной в несколько сотен метров, артезианские скважины и водопроводы из бамбука. В Туркмении до настоящего времени известны колодцы глубиной свыше ста метров и системы колодцев — «кяризов», соединенных подземными галереями для подачи воды с гор для орошения полей предгорий. На побережье Адриатического моря, в Энгадине, при реставрации железистого источника в иле были обнаружены изделия бронзового века, указывающие на то, что водами источника пользовались и в те отдаленные времена.

Древний курорт с колодцем минеральной воды был открыт археологами в Греции в предгорьях Эпидавра. По мнению О. К. Ланге, это была водолечебница, в которой врачевал знаменитый Эскулап еще за 500 лет до нашей эры.

Остановимся на некоторых вопросах использования природных вод в России. Известно, что в Новгороде имелся деревянный водопровод еще в XI в. Подземные рассолы применялись для варки поваренной соли. Сведения о практическом использовании подземных вод зафиксированы в русских летописях XI—XIV вв. С XVII в. в России начали появляться печатные книги, посвященные изучению вод. Так, в 1773 г. была издана «Древняя Российская Идрография, содержащая описание Московского государства рек, протоков, озер, кладезей и какие по ним города и урочища и на каком оные расстоянии». Русский академик И. Г. Леман отмечал, что природные воды подразделяются на атмосферные и глубинные. Несколько позже в книге «О слоях земных» М. В. Ломоносов рассматривал подземные воды как растворы, взаимодействующие с вмещающими горными породами. Он связывал явление круговорота воды с перемещением химических элементов в природе.

В середине XIX в. были открыты многочисленные источники минеральных вод на Северном Кавказе и началось изучение их химического состава и лечебных свойств (В. М. Севергин и др.). Предпринимались попытки организовать артезианское водоснабжение (Г. Е. Щуровский, Г. П. Гельмерсон, Г. Д. Романовский). В конце XIX в. была создана экспедиция по комплексному исследованию источников основных рек Европейской части России. Следует упомянуть имя С. Н. Никитина — начальника гидрогеологического отдела этой экспедиции, впервые оценившего ресурсы подземных вод ряда районов страны и в частности Подмосковья. Он же отметил взаимосвязь водоносности и геологического строения. В 1892 г. В. В. Докучаев организовал «Особую экспедицию по испытанию и учету различных способов и приемов лесного и водного хозяйств в степях России». Этот выдающийся ученый установил связь между климатическими условиями, характером почв, растительности, наземными и грунтовыми водами. В начале XX в. появились первые работы по динамике подземных вод (Н. Е. Жуковский, А. А. Краснопольский, Н. М. Победоносцев). А. Ф. Лебедев разрабатывал вопросы механизма перемещения воды в почве.

В послереволюционный период вопросами гидрогеологии занималась целая плеяда выдающихся ученых — Н. Н. Славянов, К. И. Маков, Г. Н. Каменский, О. К. Ланге, А. И. Силин-Бекчурин, М. П. Толстой и др. Вопросы динамики подземных вод нашли отражение в работах наших современников Н. Н. Павловского, Л. С. Лейбензона, П. Я. Полубариновой-Кочиной, Ф. П. Саваренского, И. А. Чарного, В. Н. Щелкачева и др.

В заключение следует отметить, что гидрогеология находится в тесном контакте с такими науками, как геология, геохимия,

гидравлика, гидрохимия, геофизика, почвоведение, метеорология.

Ввиду специфики предлагаемый курс разделен на две части: общую и специальную.

В общей части рассматриваются вопросы, касающиеся непосредственно подземных вод: форма и условия их залегания, движение и происхождение, поиски и разведка, химический состав и его изображение, классификации, формирование и зональность состава.

В специальной части детально разбираются вопросы гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений. К числу главнейших из них относятся следующие: состав вод нефтяных месторождений; методы их исследования и сравнительная характеристика химического состава; прогнозы нефтеносности на основании состава вод; использование гидрогеологических данных для нефтяной геологии, геофизики и промышленного дела.

Начало изучения вод нефтяных месторождений относится к концу XIX в., когда нефтяная промышленность делала первые шаги. Исследуя кавказские нефтяные месторождения, Н. И. Андрусов уделял особое внимание происхождению нефтяных вод. В книге «К вопросу о происхождении и залегании нефти», изданной в 1908 г., он развил гипотезу седиментационного происхождения вод нефтяных месторождений. Известный русский химик К. В. Харичков в работе «Об исследовании буровых вод» в 1908 г. высказал мысль о том, что буровые воды следует рассматривать как самостоятельное полезное ископаемое. Он считал, что изучение химического состава вод проливает свет на процессы нефтеобразования и что по химическому составу вод можно судить о возможности наличия нефти.

За рубежом, в частности в Америке, изучением нефтяных вод, причем в узко химическом плане, занимались Кларк, Пальмер, Рассел, Хэнт, Роджерс и др.

В отличие от иностранных ученых русские исследователи рассматривали нефтяные воды в более широком аспекте. Так, И. Н. Стрижову, занимавшемуся вопросами миграции вод нефтяных месторождений Кавказа, принадлежит идея вадозного происхождения вод некоторых нефтяных месторождений. Изучением нефтяных вод при поисках, разведке и разработке нефтяных месторождений занимались М. В. Абрамович, Д. В. Голубятников, И. М. Губкин, С. А. Ковалевский и др. Под руководством М. В. Абрамовича была выполнена работа «Классификация подземных вод нефтяных месторождений Апшеронского полуострова». После Великой Октябрьской социалистической революции в области гидрогеологии появился ряд трудов, освещающих закономерности распространения грунтовых и артезианских вод на территории СССР. Среди них наиболее важное значение имели работы В. С. Ильина (1922) по составлению карт грунтовых вод Европейской части СССР, карты артезианских вод по тем же площадям, составленные М. М. Пригоровским (1922) и А. Н. Семихатовым (1925), сводные гидрогеологические работы по Казахстану

А. А. Козырева (1927). В 1929 г. появились сводки по Северному Казахстану и прилегающим частям Западной Сибири Н. Г. Касина; по Кура-Араксинской низменности Ф. П. Саваренского; по Северо-Украинскому артезианскому бассейну Б. Л. Личкова; по бассейну рек Терека и Кумы П. Н. Чирвинского. В перечисленных и других работах того периода рассматривались воды, залегающие неглубоко, до глубин порядка нескольких сотен метров, что соответствовало изученности на тот момент.

Тридцатые годы характеризовались развитием планомерного гидрогеологического картирования. Решался и ряд теоретических проблем. Б. А. Личков в 1931—1933 гг. установил закономерности залегания и движения подземных вод (вертикальная гидрохимическая зональность). В эти же годы проблемой происхождения вод Грозненского нефтеносного района занимались А. Д. Архангельский и Э. С. Залманзон, установившие изменение состава древних морских вод под влиянием процессов диагенеза. Классификация природных вод, предложенная В. И. Вернадским, базировалась на зависимости химического состава воды от природных обстановок ее существования и являлась глубочайшим обобщением всего накопленного к моменту ее создания материала по гидрогеологии. Значительный вклад в развитие нефтяной гидрогеологии внес Н. К. Игнатович, опубликовавший в сороковые годы несколько работ, посвященных вопросам распределения и формирования подземных вод, описанию гидрогеологических условий формирования и сохранения нефтяных залежей. Он установил гидрохимическую зональность артезианских бассейнов. В деле становления нефтяной гидрогеологии как науки решающую роль сыграли работы В. А. Сулина, который предложил генетическую классификацию подземных вод и систематизировал материал по составу вод нефтяных месторождений СССР.

В 1935 г. вышла в свет книга В. А. Сулина «Воды нефтяных месторождений СССР», а в 1947 г. работа «Воды нефтяных месторождений в системе природных вод». Проведенное им исследование гидрогеохимических условий распределения вод различного химического состава представляло первую попытку определения происхождения и условий существования природных вод по химическому составу и нашло широкую поддержку у геологов-нефтяников, что способствовало усилению гидрогеологических исследований в нефтяной геологии.

В 1948 г. впервые в СССР вышел в свет курс гидрогеологии нефтяных месторождений для нефтяных вузов, написанных В. А. Сулиным. В этой книге приводится описание условий образования, залегания и циркуляции подземных вод, химизма нефтяных вод, их классификация и региональная характеристика водоносности главнейших нефтяных районов страны. Пятидесятые годы характеризовались бурным развитием нефтяной гидрогеологии. В 1956 г. была опубликована книга Г. М. Сухарева «Основы нефтепромышленной гидрогеологии», а в 1959 г. его же «Гидрогеология и воды

нефтяных и газовых месторождений». В 1958 г. было издано учебное пособие М. А. Жданова и А. А. Карцева «Нефтепромысловая геология и гидрогеология». В этот же период появились работы Е. А. Барс, В. Н. Корценштейна, В. Т. Малышека, В. А. Кротовой и ряда других исследователей, осветивших важные разделы развивающейся нефтяной гидрогеологии. Для становления гидрогеологии как науки в эти годы имело большое значение издание в 1955 г. курса «Общая гидрогеология», написанного профессором А. М. Овчинниковым. В конце пятидесятих годов были опубликованы гидрогеологические региональные работы по крупным нефтегазоносным бассейнам СССР — монографии Т. П. Афанасьева, В. А. Кротовой, В. Н. Корценштейна, В. Б. Торговановой, В. П. Якуцени.

В шестидесятые годы наряду с изучением ионно-солевого и газового состава природных вод все шире используются данные по гидродинамике, термике нефтегазоносных областей, палеогидрогеологии, водорастворимым органическим веществам и т. д. В качестве учебного пособия в этот период широко использовалась книга А. А. Карцева «Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений», изданная в 1963 г. Во ВСЕГИНГЕО под руководством М. Е. Альтовского в это время проводились широкие исследования органического вещества и микрофлоры подземных вод с позиций изучения процессов нефтегазообразования. Аналогичными исследованиями занималась в ИГиРГИ группа Е. А. Барс. Под руководством А. А. Карцева в МИНХиГП проводилось изучение палеогидрогеологии в процессе формирования и разрушения залежей углеводородов, а также исследовалась возможность использования гидрогеологического фактора при подсчете прогнозных запасов углеводородов. В 1969 г. А. А. Карцев, С. Б. Вагин и Е. А. Басков опубликовали монографию «Палеогидрогеология».

Таким образом, в СССР сформировалась самостоятельная научная дисциплина «гидрогеология нефтяных и газовых месторождений».

За рубежом, в частности в США, изучение подземных вод не имеет самостоятельного значения и проводится не с геологических позиций, а в инженерно-утилитарном плане.

Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений подразделяется на нефтегазопоисковую и нефтегазопромысловую. Если при оценке перспектив нефтегазоносности основное внимание уделяется возможностям использования различных гидрогеохимических критериев, то в промысловой геологии знание химического состава вод, их температуры, давления помогает решать ряд задач разведки и доразведки залежей, проектирования разработки, бурения и эксплуатации, подсчета запасов углеводородов, создания искусственных подземных газохранилищ, сброса и очистки технических вод; вторичных методов эксплуатации месторождений нефти и газа, эксплуатации водоносных пластов нефтегазовых месторождений. Вопросы нефтегазопромысловой гидрогеологии наибо-

лее полно освещены в работах грозненцев и бакинцев. Особо следует упомянуть имена таких исследователей, как Г. М. Сухарев, С. И. Султанов, В. Т. Малышек.

Сведения по гидрохимии представляют значительный интерес при проведении промыслово-геофизических работ в процессе интерпретации данных промысловой геофизики. Ионно-солевые растворы, которыми являются пластовые нефтяные воды, могут по-разному влиять на показания различных геофизических методов исследования скважин. Кроме того, интерпретация геофизических данных позволяет выяснить гидрогеологическую характеристику пластов.

Глава I

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ОБЩЕЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Основным объектом нашего изучения являются подземные воды. Однако на нашей планете вода широко распространена и в атмосфере, и на земной поверхности в виде различных водоемов и водотоков.

Какова же роль воды и ее участие в формировании нашей планеты?

Гипотетически, исходя из представлений О. Ю. Шмидта, можно предположить, что вода в молекулярном состоянии в твердой фазе была рассредоточена в газопылевом облаке. В процессе дальнейшего уплотнения этого облака, а затем разогрева под действием ядерных сил вода постепенно вытеснялась на земную поверхность, обогащаясь растворимыми солями и скапливаясь в пониженных участках рельефа. Однако, если придерживаться этой концепции, необходимо предположить все увеличивающееся во времени количество воды на земной поверхности, т. е. допустить мысль о постоянном наступлении вод на сушу, что не подтверждается при анализе обстановок достаточно хорошо изученных геологических периодов.

Более обоснована и, на наш взгляд, правомерна мысль В. И. Вернадского о том, что количество воды на Земле является величиной постоянной. Это обстоятельство логично увязывается с гипотезой солнечного происхождения Земли, образования первичной атмосферы, насыщенной и пересыщенной водяными парами, сконденсировавшимися затем и заполнившими низины. В. И. Вернадский отмечает, что не только общий состав и форма нахождения воды должны были быть аналогичны современным, но и ее количество было таким же или близким. В противном случае это отразилось бы на составе и строении тех многочисленных минералов, которые связаны с водой в своем образовании. Но свойства этих минералов, их количественное соотношение и парагенезис не меняются на протяжении всей геологической истории. Такова предыстория воды, а ее роль в геологической истории Земли, за-

фиксированной в пластах осадочных горных пород, настолько велика, что представляет объект изучения самостоятельного курса — динамической геологии.

Памятуя высказывания Ф. П. Саваренского (1935) о том, что как условия залегания подземных вод немыслимо изучать без геологии, так и условия динамики и режима их невозможно изучать вне связи с гидрометеорологическими элементами и их совокупностью, необходимо хотя бы вкратце рассмотреть распределение природных вод в планетарном масштабе.

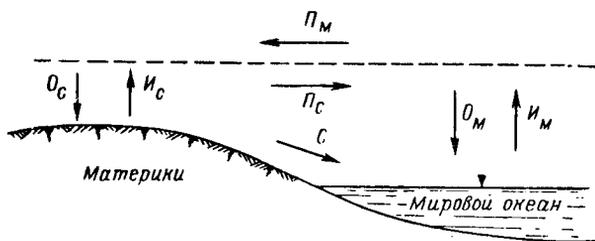


Рис. 1. Схема круговорота воды в природе.

O_c — осадки над сушей; I_c — испарение с поверхности суши, имеющей сток в океан; O_m — осадки над океаном; I_m — испарение с поверхности океана; C — речной сток ($C = P_m - P_c$); P_m — поток атмосферной влаги с океанов на сушу; P_c — поток атмосферной влаги с суши на океаны.

В рамках температур и давлений, свойственных атмосфере, гидросфере и литосфере, вода может находиться как в жидком, так и в парообразном и твердом состояниях. Благодаря мобильности воды (особенно в парообразном состоянии) содержание ее в различных земных сферах постоянно меняется. Солнечное тепло вызывает испарение влаги как с суши, так и с водной поверхности. Конденсируясь в атмосфере, влага в виде осадков выпадает на поверхность нашей планеты, где снова начинается процесс испарения. Часть атмосферных осадков, выпавших на сушу, стекает в виде поверхностных и подземных водотоков в океан. Такое повсеместное перемещение влаги на Земле называется круговоротом воды в природе (рис. 1).

В процессе передвижения по суше текущие воды производят колоссальную работу по разрушению горных пород, вымывают из них различные химические компоненты и приносят их в океан, чем, кстати сказать, и определяется стабильность ионно-солевого состава Мирового океана.

Изучением количеств водных масс, участвующих в круговороте, занимался ряд исследователей. Согласно современным представлениям, количество воды на Земле весьма приблизительно определяется в 1,8 млрд. км³ (1% массы Земли). Водная поверхность океанов и морей составляет 70,5% всей поверхности Земли, а из 29,5%, приходящихся на сушу, примерно 23% составляют сточные области и

6,5% бессточные пустынные районы, не связанные с океанами. В Мировом океане содержится 1330 млн. км³ воды, количество наземных вод составляет 0,751 млн. км³, атмосферных — 0,012 млн. мл³, подземных — 400 млн. км³.

Рассмотрим несколько подробнее перемещение воды в природе. Итак, круговорот воды обусловлен испарением, переносом водяных паров воздушными потоками, образованием облаков и выпадением осадков, наличием поверхностного и подземного стоков. По данным М. И. Львовича, годовой объем воды, участвующей в круговороте, равен 518,6 тыс. км³. Основной составляющей в круговороте является вода, испаряющаяся с поверхности океанов и морей, количество ее составляет 447,9 тыс. км³, с поверхности суши испаряется 63 тыс. км³. Сконденсировавшиеся над Мировым океаном пары выпадают в виде осадков в количестве 411,6 тыс. км³. Над областями суши, имеющими сток, выпадает 99,3 тыс. км³ осадков, т. е. количество их превышает испарение (63 тыс. км³). Избыток воды (36,3 тыс. км³) и составляет речной сток в океан. Количество осадков, выпадающих на поверхность бессточных областей, равно количеству испаряющейся с них воды и составляет 7,7 тыс. км³. Таким образом, количество воды, испаряющейся с поверхности всей планеты, равно количеству осадков, на нее выпадающих.

Различают большой круговорот, когда влага, испарившаяся над океаном, выпадает затем не только над его поверхностью, но и над сушей и возвращается снова в океан по поверхностным и подземным водотокам, и малый круговорот — часть осадков, выпадающих над морями и океанами и компенсирующих их испарение. Большой круговорот дополняется внутриматериковым за счет атмосферных осадков, выпавших над сушей, затем вновь испарившихся и повторно выпавших там же (местные стоки).

Несмотря на то, что на долю подземных вод приходится меньшая часть общей массы воды, выяснить ее круговорот в недрах весьма трудно. На это обращал внимание В. И. Вернадский, считая, что в толще земной коры мощностью 25 км водяные массы интенсивно и непрерывно передвигаются в бесчисленных круговоротах.

Совокупность климатических, географических и геологических условий приводит к широкому разнообразию гидрогеологических обстановок на Земле.

§ 1. ВОДЫ В АТМОСФЕРЕ

Атмосфера, окружающая Землю, не имеет четко выраженных границ и подразделяется на тропосферу, стратосферу и ионосферу. Тропосфера представляет собой нижнюю часть атмосферы мощностью 10 км в средних широтах и 17 км в экваториальных областях. Так как основные метеорологические процессы, связанные с образованием облаков и осадков, протекают в нижней части

атмосферы, в интервале первых десяти километров, то именно тропосфера и представляет основной интерес при изучении распространения влаги в атмосферном воздухе, содержание которой колеблется от 0,05% в верхних слоях до нескольких процентов над водной поверхностью.

Воздух, представляющий собой смесь генетически разнородных газов, состоит из следующих компонентов (в % объем.): азот — 78,09, кислород — 20,95, углекислый газ — 0,030, аргон — 0,9325, криптон — 0,000108, ксенон — 0,000008, гелий — 0,0005, неон — 0,0018, водород — 0,00005. В переменных количествах в нем также содержатся водяной пар, озон и некоторые другие соединения.

Остановимся на некоторых понятиях, характеризующих содержание влаги в атмосфере.

Под влажностью воздуха подразумевается содержание в нем водяного пара. Различают удельную влажность — вес водяного пара в каком-то объеме, отнесенный к единице веса влажного воздуха в том же объеме; абсолютную влажность — упругость водяных паров; относительную влажность — отношение упругости паров, находящихся в воздухе, к упругости паров, эквивалентной полному насыщению парами того же пространства при тех же условиях.

Влажность воздуха определяется приборами-психрометрами, представляющими собой спаренные термометры (один сухой, другой смоченный). По разнице в показаниях термометров определяют влажность. Для автоматической записи изменений влажности применяются гигрографы — приборы, содержащие в своей схеме сбезжиренные волосы, изменение длины которых зависит от влажности.

Переход воды из жидкого состояния в парообразное, именуемый испарением, представляет собой весьма сложный процесс, зависящий от характера испаряющей поверхности и состояния атмосферы. Поднявшись в атмосферу, пары воды собираются в облака. В продолжающем охлаждаться воздухе пар переходит в состояние перенасыщения, что и вызывает выпадение на Землю сконденсировавшейся влаги в виде атмосферных осадков — дождя, снега, града.

Распространение типов атмосферных осадков на поверхности нашей планеты зависит в первую очередь от климата. Под климатом подразумевается состояние атмосферы, возникающее в результате ее взаимодействия с земной поверхностью. Изучением закономерностей распределения климатов занимается самостоятельная дисциплина — климатология.

§ 2. ВОДЫ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Значительная часть выпавших на сушу атмосферных осадков перемещается в виде поверхностных водотоков, сначала мелких (ручьи), а затем и крупных (реки) в направлении уменьшения

высотных отметок рельефа, пополняя водные запасы морей и океанов. В питании водотоков наряду с поверхностным стоком значительное участие принимают и подземные воды. При снабжении рек за счет атмосферных осадков различают дождевое, снеговое, ледниковое и смешанное питание. Для умеренного климатического пояса характерно снеговое питание за счет интенсивного таяния снега в весенний период. Районы со значительной влажностью характеризуются дождевым питанием. В горных странах основное значение приобретает ледниковое питание. Реки, имеющие истоки в областях развития ледников, а затем протекающие в лесостепных условиях, имеют смешанное питание.

Изменения уровня и расхода воды в реках во времени называются режимом. Уровни, характеризующие режим реки, измеряются в периоды весеннего паводка и ледохода, летнего паводка, осеннего ледохода и зимнего периода. В формировании поверхностного стока наряду с реками принимают участие и озера.

Величина поверхностного стока для бассейна какой-либо реки определяется в ее низовьях по замерам расходов. Расходом называется объем воды, протекающий через живое сечение реки за единицу времени.

Обычно расход измеряют по скорости течения воды в реке и выражают в кубометрах в секунду

$$Q = v_{\text{ср}}F,$$

где Q — расход воды в данном поперечном сечении в м³/с; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость течения в данном створе в м/с; F — площадь сечения реки в м².

Для характеристики стока пользуются определениями «коэффициент стока» и «модуль стока». Коэффициент стока — отношение стока за данный период к общему количеству осадков, выпавших в данном бассейне за тот же срок. Пользуясь понятием «коэффициент стока», можно определить долю атмосферных осадков, пошедших на сток. Обычно сток выражается в процентах или долях единицы. Модуль стока — среднее количество воды, стекающей в единицу времени с одного квадратного километра площади бассейна стока. Выражается в л/сек/км².

Основным фактором, влияющим на величину стока, является климат. Кроме климата на сток влияют геологическое строение исследуемого бассейна, его форма и величина, рельеф, характер растительности и т. д.

Воды биосферы. На земной поверхности и в водах океанов, морей, рек и озер широко распространено живое вещество. Область его распространения именуется биосферой. Живые организмы в основном состоят из воды. Максимальное количество ее (до 99%) содержат водоросли, примерно 80% имеют в своем составе рыбы и до 65% — позвоночные. Основная часть биомассы приходится на морские и в меньшей степени на земные растения.

Суммарное содержание органического вещества принимается равным 0,01% земной коры, под которой, в свою очередь условно, подразумевается толща мощностью 16 км.

§ 3. УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И ВИДЫ ВОД В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Вода в породах может находиться в различных по физическим свойствам формах: при положительных температурах — в жидком и газообразном состояниях, а при отрицательных — в виде льда. Различные формы нахождения вод в породах, вопросы взаимосвязи водяного пара и жидкой воды в почвах привлекли особое внимание почвоведов (А. Ф. Лебедев, А. М. Васильев и др.). А. Ф. Лебедев выделил в почвах на основании экспериментальных данных следующие разновидности вод: гравитационную, пленочную, гигроскопическую, пар, лед. В развитие взглядов этого исследователя А. М. Васильев в 1949 г. предложил для почво-грунтов схему форм воды в грунтах (рис. 2).

Он различал в почво-грунтах минеральные зерна, которые при поглощении влаги покрываются пленочной водой, и глинисто-коллоидные частицы. Проникновение влаги в межмицеллярные полости этих частиц приводит к набуханию глин и выделению тепла.

По А. М. Васильеву, выделяются воды: в виде пара; химически сорбированные, т. е. поглощенные коллоидными частицами грунтов с выделением тепла; осмотически впитанные, поглощенные коллоидами без выделения тепла; слабо связанные, окружающие предельно набухшую коллоидную частицу; свободные, заполняющие центральные части капилляров и передвигающиеся под действием сил тяжести.

Формы и условия нахождения вод в почвах, грунтах, горных

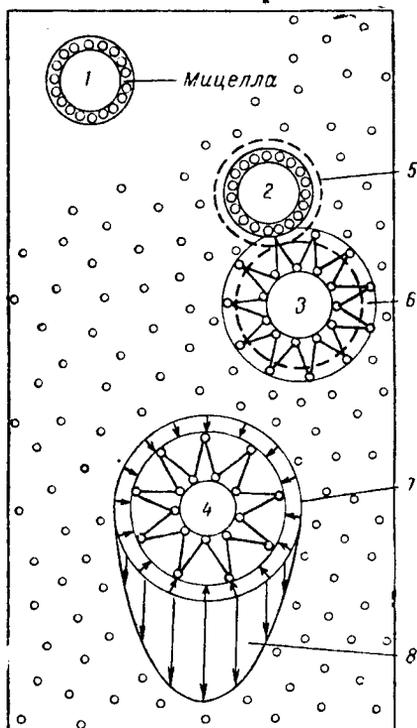


Рис. 2. Схема форм воды в грунтах.
По А. М. Васильеву.

Естественно-элементарная частица почво-грунта: 1 — при отсутствии увлажнения, 2 — в стадии увлажнения, соответствующей максимальной гигроскопичности, 3 — в стадии увлажнения, соответствующей максимальной набухшей оболочке, 4 — в стадии максимального обводнения (передвижение осмотически впитанной воды происходит от более обводненной коллоидной оболочки 3 к менее обводненной 2); вода: 5 — химически сорбированная, 6 — осмотически впитанная, 7 — слабо связанная, 8 — свободная (пунктиром обозначены границы оболочек после окончания движения воды).

породах рассматривались рядом исследователей (Г. И. Покровский, И. В. Попов, Н. А. Цитович, В. Д. Ломтадзе и др.).

По современным представлениям в породах различают воды (рис. 3): свободные гравитационные, капиллярные, сорбционно-замкнутые, стыковые, рыхло связанные, прочно связанные, парообразные, твердые, в виде включений в минералах, химически связанные (цеолитные, кристаллизационные, конституционные).

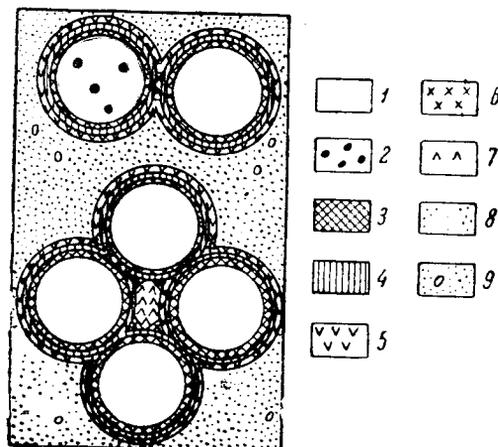


Рис. 3. Виды подземных вод в породах.

1 — минеральные частицы пород; 2 — минералы с включениями воды; вода: 3 — прочно связанная (адсорбированная), 4 — рыхло связанная, 5 — капиллярная, 6 — стыковая, 7 — сорбционно-замкнутая, 8 — свободно-гравитационная, 9 — парообразование в свободной воде.

Свободная гравитационная вода находится в водопроницаемых пористых или трещиноватых породах в капельно-жидком состоянии, т. е. в свободной форме, передающей гидростатическое давление и передвигающейся под действием силы тяжести. Запасы этой воды в породах практически неисчерпаемы и именно она является основным объектом изучения.

Капиллярная вода пронизывает поры и трещины пород, имеющие размеры капилляров. Капиллярная вода подчиняется менисковым силам и только при сплошном насыщении может передавать гидростатическое давление.

Сорбционно-замкнутая вода представляет собой свободную воду, изолированную от основной массы воды перемычками, заполненными стыковыми (связанными) водами.

Физически связанная вода удерживается на поверхности минеральных частиц силами молекулярного сцепления и имеет форму тончайших пленок толщиной до нескольких сот диаметров молекулы воды.

Кроме того, выделяется химически связанная вода, которая подразделяется на цеолитную (содержащуюся в минералах в непостоянных количествах), кристаллизационную (входящую в состав минералов в постоянных количествах), конституционную (входящую в состав кристаллической решетки и способную к выделению только при полном разрушении минералов).

О количественном значении связанной воды свидетельствует хотя бы тот факт, что, по данным А. И. Бунеева, вес воды в пластичных глинах может превышать 40% веса породы.

Парообразная вода наиболее хорошо изучена в почвенных слоях, где она образуется за счет испарения влаги.

Возможность ее нахождения в них обусловлена присутствием воздуха.

Следует отметить, что наряду с жидкими водами в породах известны воды в твердом и парообразном состояниях. Для территории СССР, где 48% площади (порядка 10 млн. км²) занято многолетними мерзлыми породами, мощность которых иногда выше 600 м, это обстоятельство имеет особое значение. В районах вечной мерзлоты широко развиты такие процессы, как пучение пород при их промерзании (булгуниахи), термокарст (растопливание подземного льда), дефицит давлений (явление, наблюдаемое при бурении) и ряд других факторов.

Наличие в породах вод определяет их влагоемкость, водоотдачу и водоудержание.

Влагоемкостью породы называется способность ее вместить определенное количество воды. По степени влагоемкости породы делятся на сильно влагоемкие, слабо влагоемкие, невлагоемкие. Под полной влагоемкостью понимается то количество воды, которое может вместить порода при полном насыщении пор. Полная влагоемкость выражается в процентах от веса сухой породы.

Под капиллярной (абсолютной) влагоемкостью понимают максимальное содержание воды в порах — капиллярах. Различают и наибольшую молекулярную влагоемкость, т. е. наибольшее количество связанной воды, удерживаемой в породе при максимальной насыщенности воздуха водяными парами.

Водоотдача — способность пород выделять воду.

Коэффициент водоотдачи или удельная водоотдача — отношение объема стекающей воды к объему всей породы.

Удельным водоудержанием называют количество воды, удерживаемое породой при свободном истечении; выражается в процентах от объема породы.

§ 4. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВОД В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Верхнюю часть земной коры по условиям распределения подземных вод обычно подразделяют на зону аэрации и зону насыщения. Под зоной аэрации подразумевается самая верхняя часть литосферы, поры которой заполнены частично водой и частично воздухом. Воды, просачивающиеся с поверхности Земли в толщу проницаемых пород, накапливаются на каком-то региональном пласте — водоупоре, полностью заполняя поры пласта-коллектора, залегающего над данным водоупорным пластом. Границей раздела между этими зонами является урвневная поверхность грунтовых вод, и зона насыщения может трактоваться как синоним собственно водоносного горизонта грунтовых вод. Такое определение имеется у В. А. Сулина (1948), а А. Н. Семихатов (1954) говорит

конкретно о зоне насыщения грунтовых вод. Однако А. М. Овчинников (1955) и позднее А. А. Карцев под термином «зона насыщения» понимают всю толщу осадочных горных пород, заполненных как грунтовыми, так и артезианскими водами.

Зона аэрации отсутствует в том случае, если уровень грунтовых вод достигает поверхности Земли, где на данном участке имеют место процессы заболачивания и развития мочажин. В условиях пустынь, возвышенных участков суши, сложенных крупнообломоч-

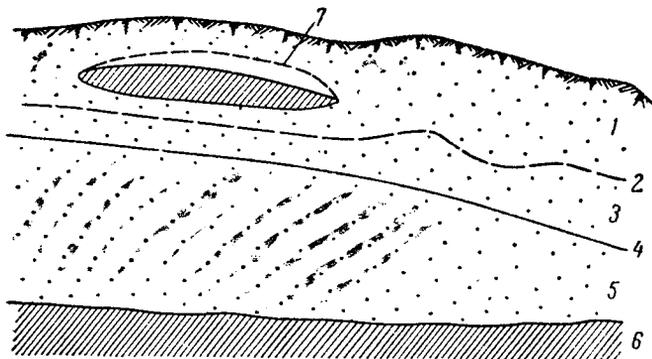


Рис. 4. Схема залегания вод зоны аэрации.

1 — зона аэрации; 2 — поверхность капиллярной зоны; 3 — капиллярная зона; 4 — поверхность грунтовых вод; 5 — зона насыщения; 6 — водоупорный слой; 7 — верховодка.

ным материалом, мощность этой зоны может составлять десятки и даже сотни метров. В зоне аэрации часто выделяют: верхнюю зону верховодки или почвенной подвешенной воды; промежуточный пояс — горизонт с постоянной влажностью и нижнюю зону, примыкающую к зоне насыщения — капиллярную кайму, в которой поры частично заполнены водой, поднимающейся по порам-капиллярам от уровенной поверхности зоны насыщения (рис. 4).

Если верхняя граница зоны насыщения обусловлена положением поверхности свободно залегающих грунтовых вод, то с определением нижней границы дело обстоит сложнее. Часто такой границей является поверхность пород кристаллического фундамента, лишенных пор. В случае многокилометровой мощности осадочных пород нижняя граница зоны насыщения определяется критической температурой воды ($+364^{\circ}\text{C}$).

При температурных условиях, свойственных магматическим очагам, вода может находиться в виде перегретого пара, надкритического газа или диссоциированных молекул.

По условиям залегания все подземные воды делятся на верхние (верховодка), грунтовые и артезианские (рис. 5).

Верховодка — свободные воды, залегающие в зоне аэрации в виде небольших линз на локальных водоупорах, встречающихся

среди рыхлых наносов. Появление верховодки обусловлено в основном инфильтрацией атмосферных осадков. Ее образование идет наиболее интенсивно весной при оттаивании почвы, а позже эти воды используются растительностью с глубокой корневой системой. Наряду с пользой, приносимой данными водами сельскому хозяйству, они осложняют строительство и эксплуатацию подземных коммуникаций и других сооружений. Для целей водоснабжения они практической ценности не представляют.

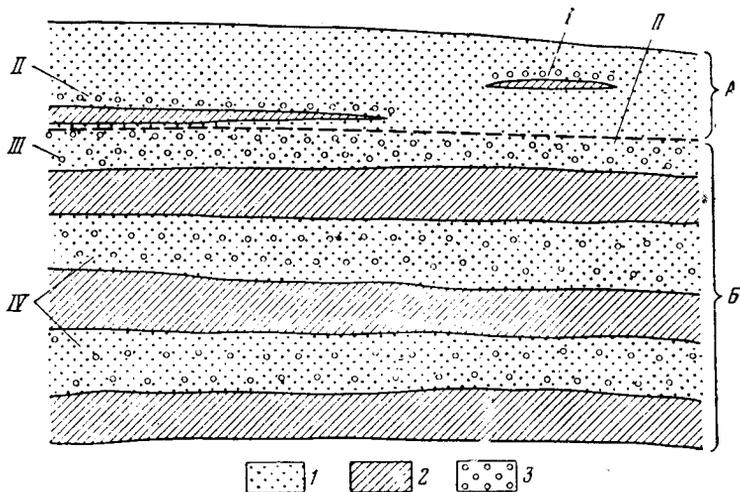


Рис. 5. Соотношение верховодок, грунтовых, безнапорных межпластовых и артезианских вод в разрезе.

А — зона аэрации; Б — зона насыщения. I — верховодка; II — грунтовая вода; III — безнапорная межпластовая вода; IV — артезианские воды.
1 — породы-коллекторы; 2 — породы-водоупоры; 3 — подземные воды.

Грунтовые воды — свободные воды первого от земной поверхности водоносного пласта, имеющего в основании выдержанный водоупорный горизонт, именуемый водоупорным ложем. Грунтовые воды, находящиеся в движении, называют потоками, а находящиеся в покое — бассейнами.

Наличие бассейна грунтовой воды определяется чашеобразным залеганием водоупорного слоя. Уровенная поверхность грунтовых вод наклонена в ту же сторону, что и водоупорное ложе. Повторяя в сглаженной форме черты рельефа, она может представлять собой складкообразную поверхность.

Вполне естественно, что грунтовый поток может быть осложнен грунтовыми бассейнами (рис. 6).

Грунтовые воды обычно приурочены к породам четвертичного возраста, в связи с чем различают воды аллювия, ледниковых отложений и т. д.

Глубины уровней грунтовых вод наряду с геологическими факторами определяются и физико-географическими условиями, в

частности климатическими. Так, в Европейской части СССР глубины уровней грунтовых вод увеличиваются к югу и юго-востоку. На севере, в тундре, уровень грунтовых вод почти совпадает с земной поверхностью, чем и объясняется сплошная заболоченность. В засушливых областях юго-востока Европейской части СССР уровень грунтовых вод расположен более чем на 100 м ниже дневной поверхности. Физико-географическими условиями определяется и горизонтальная зональность грунтовых вод, проявляющаяся для засушливых областей в больших глубинах залегания уровней и большей минерализации.



Рис. 6. Схема движения грунтовых вод.

Грунтовые воды ввиду отсутствия водонепроницаемой кровли не имеют напора. Однако в случае внедрения в водонасыщенную часть пласта линзы водонепроницаемых пород или при полном перекрытии водоупорами на локальных участках в грунтовых водах может отмечаться некоторый напор.

Уровенная поверхность грунтовых вод может быть изображена графически в виде изолиний уровней, составляющих в совокупности карту гидроизогипс. Методика построения таких карт аналогична методике построения топографических и структурных карт (метод треугольников). При совмещении карты гидроизогипс с топографической можно определить глубины залегания уровня в любой заданной точке планшета; направление и уклон грунтового потока и т. д. При пользовании картой гидроизогипс следует учитывать, что она характеризует режим грунтовых вод только на дату замера.

Питание грунтовых вод происходит за счет атмосферных осадков, дренирующих слои зоны аэрации, за счет вод наземных водоемов, особенно в период весеннего паводка, и, наконец, за счет перетоков напорных вод из нижележащих горизонтов. В последнем случае изучение химического состава грунтовых вод представляет интерес и с позиций нефтепоисковой гидрогеологии, так как изучение участков глубинного питания грунтовых вод может пролить

свет на возможность наличия структур, благоприятных в отношении нефтегазоносности.

Все подземные воды, залегающие ниже грунтовых, обладают напором.

Артезианские¹ (напорные) воды залегают в пластах-коллекторах, подстилаемых и перекрываемых водоупорами. Под напором понимается высота подъема воды при вскрытии данного горизонта. Напоры обычно выражаются в метрах водяного столба.

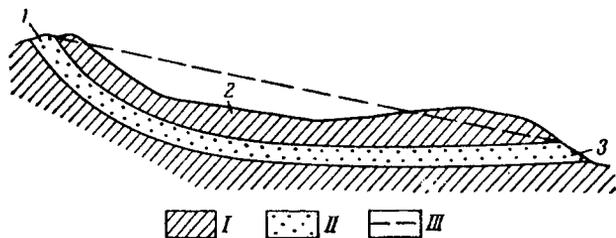


Рис. 7. Схема артезианского горизонта.

I — водоупор; II — коллектор; III — пьезометрический уровень. Области: 1 — питания; 2 — создания напора; 3 — разгрузки.

Водоносные артезианские пласты, обладающие сходными химическим составом и гидродинамическими условиями, объединяются в водоносные комплексы, включающие в себя наряду с водоносными и локальные пласты-водоупоры. В отдельных случаях водоносные комплексы объединяются в качестве гидрогеологических этажей, резко различных по своим особенностям. Мощные региональные пласты-водоупоры в этом случае соответствуют границам между этажами.

В артезианском водоносном горизонте выделяют область питания, область напора и область разгрузки (рис. 7).

Область питания артезианского водоносного горизонта приурочена к его выходу на земную поверхность в повышенных участках рельефа, где атмосферные безнапорные воды поступают в данный горизонт. По мере погружения пласта воды приобретают напор, определяемый расстоянием по вертикали от кровли водоносного горизонта до уровня их стояния.

В тех случаях, когда высота стояния уровня выше поверхности земли, происходит самоизлив. Область разгрузки артезианского горизонта приурочена к его выходу на земную поверхность в наиболее низких участках рельефа.

¹ Артезианские воды получили свое название от наименования графства Артуа (Артезия) во Франции, где в XII в. в колодцах была получена фонтанирующая вода.

Под областью напора подразумевается все пространство артезианского водоносного пласта между областями питания и разгрузки. Здесь при вскрытии водоупорной кровли уровень воды поднимается на высоту, которая и называется гидростатическим или пьезометрическим напором.

Гидростатическая или пьезометрическая поверхность артезианского водоносного горизонта представляет собой плоскость, угол наклона которой определяется расстоянием между областью питания и областью разгрузки и разницей их альтитуд.

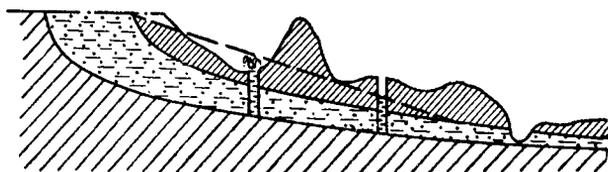


Рис. 8. Взаимосвязь пьезометрической поверхности с рельефом.

Если пьезометрическая поверхность расположена выше земной поверхности, происходит самоизлив воды, в противном случае вода устанавливается на определенной высоте, именуемой гидростатическим уровнем (рис. 8).

Вычислив высоту уровней в скважинах, вскрывших водоносный пласт, по отношению к уровню моря, нанеся эти значения на бумагу и соединив одинаковые величины напоров, получим карту гидроизопьез. Однако эта схема строения артезианского пласта довольно условна и не позволяет решить ряд вопросов как по динамике пластовых вод, так и по более четкому выделению отдельных зон в пласте.

Классическая схема водоносного напорного горизонта не удовлетворяет запросам исследователей по той причине, что в природе наблюдаются по крайней мере два способа создания напора в подземных водах. В описанном выше случае напор в пласте создается за счет инфильтрации атмосферных осадков, вод поверхностных водоемов и грунтовых вод. Однако запасы подземных вод формируются также и за счет выжимания иловых вод древних морей из уплотняющихся осадков, где они первоначально находились, о чем более подробно будет изложено в разделе, посвященном происхождению подземных вод.

В зависимости от направления движения вод (вверх или вниз по падению, по простирацию) и от того, образуется ли напор за счет инфильтрации или выжимания из пород, различают водонапорные системы двух типов — инфильтрационного и элизионного. При этом под водонапорной системой понимаются единые водоносные горизонты или гидродинамически единые комплексы сход-

ными условиями залегания и образования напоров вод, а также с общими областями питания и разгрузки¹.

Водонапорная система инфильтрационного типа повторяет в основных чертах схему артезианского горизонта, описанную ранее. Область питания, приуроченная к выходу пласта на земную поверхность на самых высоких отметках рельефа, одновременно является и областью создания напора, так как, попав под водоупорную кровлю, воды переходят из безнапорных в напорные.

Области разгрузки подразделяют на открытые и скрытые. Как отмечалось выше, открытая разгрузка в долинах рек происходит при помощи мощных восходящих источников.

В случае, когда водоносные пласты не выходят на поверхность Земли, имеется подземная область разгрузки: вода уходит из пласта через поверхности стратиграфических несогласий, по трещинам. Явления подземной разгрузки весьма характерны для глубокозалегающих, в частности нефтегазоносных пластов. Перетоки подземных вод из одного горизонта в другой следует рассматривать как очаги разгрузки высоконапорных пластов и одновременно как области питания пластов с меньшими напорами. Разновидностью скрытой области разгрузки является подводная разгрузка, наблюдаемая в случае выхода водоносного пласта в зонах шельфа под поверхностью моря.

Водонапорная система элизионного (седиментационного) типа характеризуется созданием напора в результате выжимания воды из уплотняющихся пород. В самых погруженных участках водоносного пласта наблюдаются в этом случае и наивысшие напоры за счет максимального уплотнения осадков. Именно здесь создается напор, а зоны наибольшего погружения пласта рассматриваются как области питания. Движение вод происходит вверх по восставанию пласта. В этом же направлении уменьшаются и напоры (рис. 9).

В течение геологической истории в одних и тех же водоносных пластах или комплексах менялись гидрогеологические условия и седиментационный этап сменялся инфильтрационным. Вполне допустимо и наличие гидрогеологических комплексов со смешанными чертами.

Водонапорные системы характеризуются двумя основными параметрами: способом создания напора и направлением движения вод. Они определяют движущие силы пласта и именуется режимом.

По характеру резервуаров, заполненных напорными водами, последние подразделяются на пластово-поровые и массивно-трещинные.

¹ Понятие «природная водонапорная система» появилось в пятидесятые годы в трудах В. Н. Щелкачева и др., изучавших режимы нефтяных месторождений с позиций подземной гидравлики. В дальнейшем его использовал А. М. Овчинников (1961) в качестве отправного положения для введения в гидрогеологию нового понятия о водонапорных системах земной коры.

Пластово-поровые воды заполняют первичнопористые, обычно песчаные пласты-коллекторы, представляющие собой как бы плоскоразвернутые трубы, большие по площади и сравнительно малые по высоте.

Массивно-трещинные воды наблюдаются в известняках (обычно массивных), метаморфических и магматических породах. Здесь мощности массивов сопоставимы с площадью распространения, а

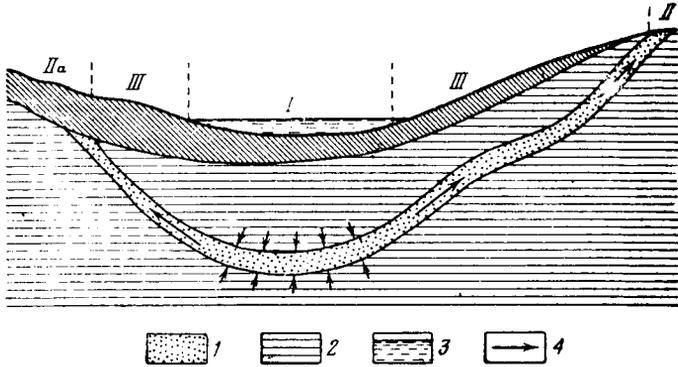


Рис. 9. Типичная схема водонапорной системы элизионного типа.

Зоны: I — создания напора, II — открытой разгрузки, IIa — скрытой разгрузки, III — стока; 1 — порода-коллектор; 2 — уплотняющиеся глины; 3 — поверхностный водоем; 4 — направление движения подземных вод; косой штриховкой показаны водонепроницаемые породы.

циркуляция жидкости происходит по первичным трещинам. Последние расширяются за счет выщелачивания водами карбонатных образований и превращаются в большие подземные полости типа пещер и гротов. Трещиноватые породы наиболее водообильны, и сосредоточенные выходы вод этого типа характеризуются дебитами до нескольких десятков кубометров в секунду.

Разновидностью вод массивно-трещинного типа являются жильные воды, циркулирующие в трещинах больших размеров, приуроченных к зонам тектонических нарушений и областям развития карста. К этому же типу вод относятся и собственно карстовые, наблюдающиеся в виде подземных рек и озер в крупных подземных полостях.

Артезианский бассейн является частным случаем, одним из типов природных водонапорных систем.

А. М. Овчинников (1960) выделяет следующие типы водонапорных систем земной коры.

I. Крупные артезианские бассейны платформенных областей площадью более 100 000 км², в их числе; 1) палеозойского этажа, 2) мезозойского этажа, 3) кайнозойского этажа, 4) многоэтажные.

II. Средние артезианские бассейны краевых прогибов и больших межгорных впадин площадью от 10 000 до 100 000 км².

III. Малые артезианские бассейны, обычно «наложенные» на большие и средние бассейны площадью менее 10 000 км².

IV. Сочлененные бассейны подземных вод горных сооружений различной площади, в их числе: 1) палеозойской складчатости, 2) мезозойской складчатости, 3) кайнозойской складчатости и внутри последних — а) без проявления молодого магматизма, б) с проявлением молодого магматизма, в) с современным вулканизмом.

V. Водонапорные системы трещинных вод в кристаллических и метаморфических породах (древние массивы): 1) без молодых деформаций, 2) осложненные молодыми движениями и разрывами.

VI. Большие бассейны и потоки грунтовых вод, местами имеющие субартезианский характер площадью обычно менее 1000 км².

В нефтяной гидрогеологии из перечисленных типов водонапорных систем наиболее широко известны артезианские бассейны.

Артезианским бассейном называется серия артезианских горизонтов или водонапорных комплексов, залегающих более или менее одинаково. В одном бассейне могут быть воды, имеющие напор как за счет инфильтрации, так и за счет выжимания. Естественно, что и стратиграфическая приуроченность водоносных горизонтов также не входит в число показателей артезианского бассейна, так как даже в один водоносный комплекс могут входить разновозрастные горизонты. Условия залегания горизонтов или комплексов контролируются в первую очередь тектоническим фактором, поэтому границы артезианских бассейнов часто совпадают с границами тектонических районов.

Иногда наряду с определением «артезианский бассейн» применяют термин «артезианский склон». В этом случае имеется в виду, что артезианские горизонты залегают моноклинально, а не синклинальнообразно.

Различают артезианские бассейны открытые и закрытые. Под открытыми бассейнами понимаются такие, в которых можно различить и область питания и область разгрузки. К закрытым относят бассейны с неясно выраженными областями питания и разгрузки (подводная или подземная) (рис. 10). Если для закрытых бассейнов инфильтрационного типа наиболее характерно наличие скрытой разгрузки, то для бассейнов элизионного типа скрытой является область питания.

М. М. Васильевский (1938) применил при гидрогеологическом районировании артезианских вод структурный принцип, в соответствии с которым гидрогеологические бассейны эквивалентны впадинам, мульдам, депрессиям, грабенам; гидрогеологические провинции — горстам, щитам, поднятиям. Горноскладчатые системы он выделил в особые гидрогеологические единицы. А. А. Карцев (1958) предложил по геологическим соображениям различать артезианские бассейны платформенных и складчатых областей.

Дальнейшие успехи в развитии нефтяной гидрогеологии приве-

ли к попыткам районирования нефтегазоносных земель по гидрогеологическим данным (И. О. Брод, 1960).

Рассматривая артезианские бассейны как вместилища углеводородов, А. А. Карцев (1963 г.) выделил три типа нефтегазоносных артезианских бассейнов: 1) равнинные с внутренними зонами создания напоров; 2) предгорно-равнинные с внешними зонами создания напоров; 3) межгорные.

Равнинные или платформенные бассейны характеризуются относительно большой площадью распространения, спокойным залеганием водоносных горизонтов и гипсометрически невысокими областями создания напора. На территории Советского Союза к

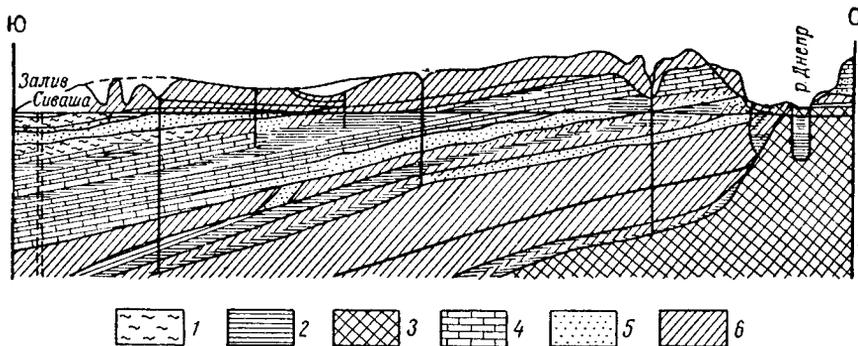


Рис. 10. Схема залегания водоносных толщ в Причерноморье.

1 — соленые воды; 2 — пресные воды; 3 — кристаллические породы; 4 — известняки; 5 — пески; 6 — глины.

таким бассейнам относятся, например, Волго-Уральский, Днепровско-Донецкий, Западно-Сибирский и другие.

Предгорно-равнинные бассейны (бассейны краевых прогибов) характеризуются высокогорными областями создания напора, значительными глубинами погружения водоносных горизонтов и меньшими сравнительно с платформенными площадями распространения. Для Советского Союза характерными бассейнами данного типа являются Азово-Кубанский, Восточно-Предкавказский, Карз-кумский.

Межгорные бассейны (бассейны межгорных впадин) приурочены к тектоническим депрессиям, окруженным высокогорными сооружениями. Горизонты напорных вод здесь погружены на большие глубины, до 10 км и более. К бассейнам этого типа относятся Ферганский и Таджикско-Афганский.

Крупные бассейны, как правило, осложнены наложенными бассейнами и суббассейнами, представленными водоносными комплексами, имеющими ограниченное распространение в пределах какого-либо крупного бассейна. В качестве примера можно привести Прикаспийский бассейн — наложенную структуру мезозойских отложений в пределах Волго-Уральского артезианского бассейна.

§ 5. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Изучением законов движения жидкостей в недрах занимается самостоятельная дисциплина — подземная гидравлика; здесь мы рассмотрим данные по естественному движению напорных вод в артезианских пластах.

В свете современных представлений различают турбулентное, ламинарное, пленочное и диффузионное движения подземных вод. Турбулентное движение наблюдается только в зонах развития карста, где подземные потоки по характеру движения не отличаются от поверхностных вод. Ввиду сравнительной редкости такого явления для зон развития нефтяных залежей оно не представляет интереса для гидрогеолога-нефтяника. Пленочное и диффузионное движения, широко распространенные в недрах, характерны главным образом для адсорбированных вод, также не являющихся основным объектом изучения нефтяной гидрогеологии.

Наиболее характерным видом движения подземных вод является просачивание их через природные пористые среды, носящее название ламинарной фильтрации. Этот вид фильтрации открыл в середине XIX в. французский инженер Дарси, который при проектировании водопровода в г. Дижоне изучил движение вод р. Роны через песчаные речные наносы.

В настоящее время жидкость, ламинарно фильтрующуюся в природных пористых средах через сообщающиеся поры и трещины, считают условно фильтрующейся по всему пространству изучаемого объекта. Такой условный поток жидкости, фильтрующийся через пористую среду, называют фильтрационным потоком.

Фильтрационные потоки по форме подразделяются на линейные или одномерные, плоские или двухмерные и пространственные или трехмерные. В качестве примера параллельного и прямолинейного движения частичек жидкости можно рассматривать поток в литологически однородном пласте, ограниченном параллельно залегающими кровлей и подошвой.

В плоском двухмерном потоке все частицы жидкости движутся параллельно какой-то плоскости. В подземной гидравлике примером такого рода движения является плоско-радиальное, когда жидкость в пласте устремляется к скважине, вскрывшей его на всю мощность. Примером пространственного трехмерного потока может служить радиально-сферический поток, когда жидкость в пласте устремляется к скважине, вскрывшей только его кровельную часть (рис. 11).

Кроме деления по форме, фильтрационные потоки подразделяют в зависимости от характера движения жидкости на установившиеся и неустановившиеся. Установившимся называется поток, в любом сечении которого скорость фильтрации и приведенные давления постоянны во времени.

Основными элементами любого фильтрационного потока являются расход жидкости в единицу времени, скорость фильтрации,

пъезометрический напор в какой-либо точке потока, напорный градиент, линии токов и равных напоров.

Элементы фильтрационного потока отражены в формуле Дарси. Линейный закон фильтрации (закон Дарси) для параллельного прямолинейного потока гласит, что количество воды (Q), просачивающееся через породу в единицу времени, прямо пропорционально падению напора (H), площади поперечного сечения породы

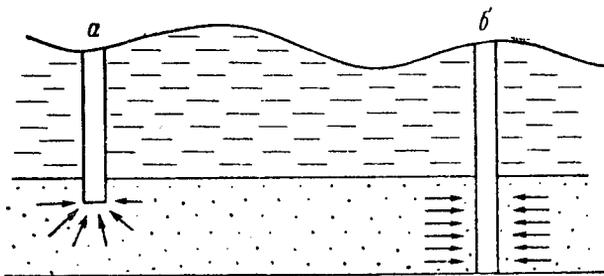


Рис. 11. Схемы потоков.
 а — радиально-сферический; б — плоско-радиальный.

(F) и обратно пропорционально длине пути фильтрации (l), измеряемой по направлению движения воды. Коэффициент фильтрации (водопроницаемости) (k) зависит от физических свойств пород и фильтрующейся жидкости.

Пъезометрический напор (H) определяется таким образом (рис. 12):

$$H = \frac{p}{\rho} + z,$$

где p — гидростатическое давление в конкретной точке потока; ρ — плотность жидкости; z — высота данной точки потока над выбранной плоскостью сравнения.

Величину h_p или отношение p/ρ называют пъезометрической высотой, т. е. высотой, на которую поднимается вода над данной точкой потока под влиянием имеющего место здесь гидростатического давления (p).

Величина падения напора на единицу длины по направлению фильтрации называется гидравлическим уклоном или напорным градиентом (i).

$$i = \frac{\Delta H}{\Delta l}.$$

Используя понятие «гидравлический уклон», формулу Дарси можно представить в следующем виде:

$$Q = kFi.$$

Уровенная пьезометрическая поверхность напорных вод отражает величины напоров данного фильтрационного потока. Поверхности равных напоров при пересечении с кровлей водоносного горизонта образуют линии равных напоров. Карты гидроизопез, отражающие поверхность равных напоров, используются, в частности, для определения точек заложения водяных фонтанирующих скважин. Направление токов определяется линиями, перпендикулярными гидроизопезам. Скорость фильтрации — один из элементов фильтрационного потока — определяется как произведение коэффициента фильтрации на величину гидравлического уклона. Однако следует учитывать, что закон Дарси применим для прямолинейно-параллельного потока жидкости при сравнительно небольших величинах скорости фильтрации и ее постоянстве в мелкозернистых фильтрующих средах.

В настоящее время, когда закон Дарси широко применяется для установления скоростей движения не только воды, но и нефти и газа, как в хорошо отсортированных песках, так и в сцементированных породах, в галечнике и карбонатных породах, где резко изменяются скорости фильтрации и величины гидравлических уклонов, необходимо иметь в виду пределы применения этого закона.

В случае, когда скорость фильтрации превышает критическую, нарушается прямая зависимость между скоростью и гидравлическим уклоном, причем скорость нарастает медленнее, чем уклон. Это обстоятельство объясняется проявлением турбулентного режима наряду с ламинарным как за счет создания завихрений и пульсации жидкости, так и за счет усиления инерционных сил потока при больших скоростях. Величина критической скорости фильтрации определяется пористостью и проницаемостью пород, а также вязкостью и плотностью фильтрующейся жидкости. Для учета названных свойств Н. Н. Павловский предложил ввести число Рейнольдса в качестве комплексного показателя.

На основании экспериментальных наблюдений было установлено, что критическое значение числа Рейнольдса находится в пределах 7,5—9.

Чтобы увеличить возможность применения закона Дарси не только для пористых, но и для трещиноватых коллекторов, В. Н. Щелкачев предложил следующее выражение для числа Рейнольдса:

$$Re = \frac{10}{m^{2,5}} \frac{v \sqrt{k}}{v}$$

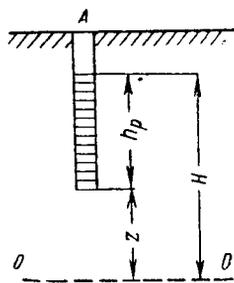


Рис. 12. Схема пьезометрического напора подземных вод. По А. И. Силину-Бекчурину.

где эффективный размер зерен выражается через пористость (m) и проницаемость (k). На основании эмпирических данных было установлено, что критическое значение числа Рейнольдса в этом случае лежит в пределах 1—12.

Наряду с пределом применимости закона Дарси при больших скоростях фильтрации, определяемым критическим значением числа Рейнольдса, имеется и другой предел, зависящий от чрезвычайно малых скоростей фильтрации. При изучении процессов фильтрации вод через глину, бетон и другие плотные субстанции было установлено, что для начала фильтрации необходим определенный начальный напорный градиент, при помощи которого может быть сдвинута связанная вода, закупоривающая поры.

В качестве предела, ниже которого нельзя применять закон Дарси, был установлен градиент напора менее 0,00001. Однако эта величина является весьма ориентировочной. Исследования в области уточнения наименьших величин градиента напора, при которых применим закон Дарси, особенно важны в процессе установления путей и скоростей миграции углеводородов в различных коллекторских толщах, причем не только в прикладном плане, в процессе разработки залежи, но и при рассмотрении условий аккумуляции и сохранения углеводородов.

Подземные воды не обладают постоянством химического состава и разнятся по плотностям, что сильно затрудняет изучение их движения в пластах. Трудности возникают при определении как скоростей фильтрации, так и напора и напорного градиента. Только при наличии пресных вод можно оперировать непосредственно с замерами статистических уровней в скважинах.

Чтобы неоднородность жидкости не искажала данных о влиянии динамики на определение величин напоров вод, было предложено определять приведенный напор и приведенное давление.

А. И. Силян-Бекчурин предложил пересчитывать напоры реально существующих вод на напоры воды условного объемного веса в зависимости от положения точки замера по отношению к выбранной плоскости сравнения и от объемного веса воды на этой плоскости. Для приближенного расчета приведенных давлений он применил следующую формулу:

$$p_{\text{пр}} = h\tilde{\rho}_1 + \frac{\tilde{\rho}_1 + \tilde{\rho}_2}{2} z,$$

где $p_{\text{пр}}$ — приведенное давление; h — статический уровень в скважине; ρ_1 — плотность воды в точке замера; $\tilde{\rho}_2$ — плотность воды на плоскости сравнения; z — расстояние по вертикали от данной точки замера в скважине до плоскости сравнения.

Ввиду того, что плоскость сравнения обычно принимается на уровне забоя наиболее глубокой скважины в данном районе, второй член рассматриваемой формулы берется с положительным знаком. Основным допущением применения этой формулы является прямолинейная зависимость между объемным весом жидкости и

глубиной. В ряде платформенных районов между этими величинами была установлена логарифмическая зависимость. В. В. Ягодин для более точного расчета несколько модернизировал формулу А. И. Силина-Бекчурина за счет усложнения второго члена, который стал отражать логарифмический закон изменения объемного веса вод с глубиной (рис. 13).

Приведенные давления В. В. Ягодин вычислял по следующей формуле:

$$p_{np} = h\tilde{\rho} + \int_{H_1}^{H_2} \left(\frac{h}{a}\right)^n dh,$$

или после раскрытия второго члена

$$p_{np} = h\tilde{\rho} + \frac{1}{a^{\frac{1}{n}}} \frac{1}{\frac{1}{n} + 1} \left(H_2^{\frac{1}{n} + 1} - H_1^{\frac{1}{n} + 1} \right).$$

Следует отметить, что при высоких температурах пластовых вод объемные веса воды на поверхности и в недрах могут различаться. М. В. Мирошников предложил температурную поправку, вычисляемую по эмпирической формуле

$$\tilde{\rho}_t = \tilde{\rho}_{t_0} + \frac{A(t_0 - t)}{1000},$$

где $\tilde{\rho}_t$ — плотность воды при данной температуре; $\tilde{\rho}_{t_0}$ — плотность воды при нулевой температуре; A — температурный коэффициент плотности при 20°C.

В заключение необходимо отметить, что естественные пути фильтрации жидкости в пластовых условиях весьма сложны, и выводы, получаемые на основании использования законов подземной гидравлики, должны контролироваться геологическими построениями. Причем вполне естественно, что определение всех элементов фильтрационного потока зависит от степени разбуренности изучаемого пласта и длительности гидрогеологических наблюдений в скважинах. В том же случае, когда отсутствуют непосредственные данные, позволяющие хотя бы приблизительно определить скорости движения подземных глубоко залегающих вод, прибегают к косвенным показателям.

В гидрогеологии широко пользуются понятием «водообмен». Под коэффициентом водообмена водоносного горизонта понимается отношение годового расхода этого горизонта к общему количеству

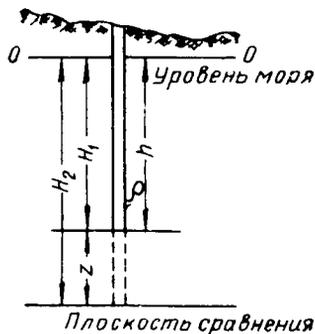


Рис. 13. Схематическое изображение приведения напора к плоскости сравнения. По В. В. Ягодину.

воды в нем. Для подсчета расхода воды за год суммируют дебиты всех естественных и искусственных выходов вод данного горизонта на земную поверхность. Безусловно, такой метод подсчета весьма условен, так как даже если и удастся учесть все источники, то не исключена возможность наличия подземной разгрузки вод за счет перетока в другие пласты. Общее количество воды в пласте можно подсчитать объемным методом, зная такие параметры, как площадь развития, мощность и пористость.

В зависимости от величины и интенсивности водообмена принято выделять три вертикальные гидрогеологические зоны. Верхняя — зона свободного водообмена характеризуется максимальной интенсивностью водообмена и наибольшими скоростями движения вод, средняя — зона затрудненного водообмена — значительно меньшими скоростями движения вод и, наконец, нижняя — зона отсутствия водообмена (зона распространения застойных вод) практически неподвижными или несоизмеримо замедленными (по сравнению с вышележащими зонами) в движении водами. Логично было бы границы между этими зонами проводить в соответствии с величинами коэффициентов водообмена. К сожалению, этот вопрос остался открытым из-за отсутствия апробированных данных по величинам численных значений коэффициентов водообмена, характерных для этих зон. О степени интенсивности водообмена принято судить по ионно-солевому составу вод, являющемуся функцией интенсивности водообмена.

Некоторые гидрогеологи проводят границы между геогидродинамическими зонами на основании определенных численных значений минерализации. По М. А. Гатальскому, на Русской платформе к верхней зоне следует относить пласты с общей минерализацией вод менее 50 мг-экв/100 г (он делит эту зону на две зоны «активного водообмена» и «значительного водообмена», к средней — с минерализацией от 50 до 250 мг-экв/100 г, к нижней — с минерализацией свыше 250 мг-экв/100 г воды.

Интенсивность водообмена зависит от таких факторов, как проницаемость пород и гидравлический уклон артезианского водоносного горизонта. Чем больше проницаемость пород, тем интенсивнее водообмен. Чем глубже залегает водоносный горизонт, тем меньше гидравлический уклон за счет увеличения расстояния между областями питания и разгрузки. Это обстоятельство является одной из причин затухания водообмена с глубиной залегания пластов.

В складчатых областях гидравлические уклоны обычно больше, чем в равнинно-платформенных. Здесь больше обнаженность, короче расстояния между областями питания и разгрузки, значительнее разница в высотах областей питания и разгрузки, что является главной причиной создания здесь больших величин гидравлических уклонов. Из-за больших гидравлических уклонов водообмен в складчатых областях интенсивнее, чем в платформенных. Большие гидравлические уклоны при резко различной проницаемости пород разреза могут вызвать наличие в нижележащих пластах большего

водообмена, чем в вышележащих, но менее проницаемых пластах. Помимо гидравлического уклона и проницаемости, на интенсивность водообмена существенно влияет интенсивность питания водоносных горизонтов, определяемая в первую очередь климатическими и геологическими условиями. Если пласт не выходит на земную поверхность, водообмен в нем будет минимальным, так как подземное питание обычно не бывает интенсивным.

Обнажаясь в пониженных участках рельефа, водоносный пласт дает выход подземной воде на поверхность. Естественные выходы

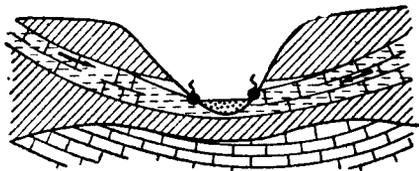


Рис. 14. Нисходящий источник.

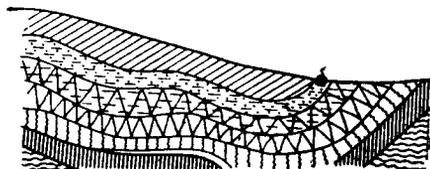


Рис. 15. Восходящий источник.

подземных вод называются источниками. Они делятся на источники, питающиеся верховодкой, источники грунтовых вод и источники артезианских вод. Источники грунтовых вод — нисходящие, источники артезианских вод, как правило, восходящие, но встречаются и нисходящие (рис. 14 и 15).

Источники артезианских вод обычно сосредоточены в областях разгрузки артезианских бассейнов, но наблюдаются и в местных очагах разгрузки, часто связанных с тектоническими разломами.

Источники пластово-поровых и массивно-трещинных вод имеют различный характер. Для первых характерно более равномерное истечение воды по всей площади пересечения пласта земной поверхностью, для вторых характерен выход воды в виде отдельных струй.

§ 6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Образование подземных вод может происходить как в самих горных породах и магматических очагах в результате высвобождения вод в молекулярном виде, так и за счет атмосферных, речных, озерных и морских вод, проникших в недра. Воды глубинного происхождения именуется эндогенными, а воды, попавшие в породы за счет просачивания с земной поверхности или отжатые из глинистых отложений в процессе осадконакопления, — экзогенными.

В недрах вода может образовываться вследствие ряда реакций в зонах развития магматических процессов, а также в результате дегидратации некоторых минералов. По В. И. Вернадскому, при высокой температуре молекулы воды могут синтезироваться за счет

взаимодействия окиси и двуокиси углерода с водородом, а при малых температурах и давлениях в результате разложения гидрокарбонатов и окисления сероводорода.

Подземные воды, являющиеся важным объектом изучения газонефтепоисковой и нефтепромысловой геологии, насыщают осадочные породы в первую очередь морского происхождения. Формирование последних протекало в периоды трансгрессий моря на дне древних морей и шельфовых зон океанов. В процессе седиментации осадков на дне захоронялись большие массы морских вод, известных как иловые. Воды, попавшие в осадки в процессе седиментации, называются седиментационными.

В процессе уплотнения осадков на дне водоемов, а затем под увеличивающимся весом более молодых осадков происходит выжимание седиментационных вод из пород. В начальный период отжатая вода возвращается в водоем, а затем по мере накопления толщи более молодых осадков начинает поступать в пласты-коллекторы и перемещаться

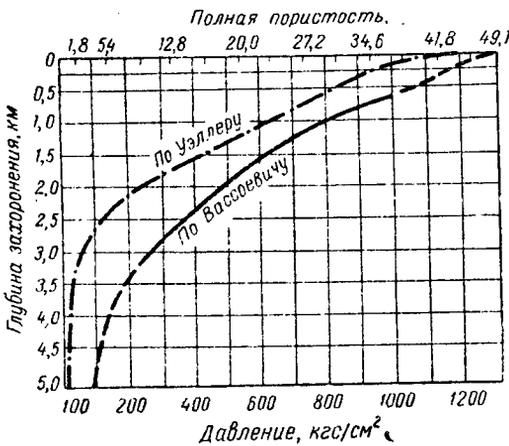


Рис. 16. Кривые уплотнения (изменения пористости) глин с глубиной. По Н. В. Вассоевичу и Дж. Уэллеру.

протекает интенсивно, а с глубиной резко затухает, как это видно из графика (рис. 16), предложенного Н. В. Вассоевичем. Поэтому процесс отжатия вод уменьшается с глубиной и не фиксируется на глубинах свыше 3000—4000 м.

Выжимание воды из глин не просто механический, но и физико-химический процесс. Глины являются несовершенными ионно-непроницаемыми мембранами, и вода, отжимаемая из них, имеет меньшую минерализацию, чем в остающихся водах. Постепенно минерализация вод в глинах возрастает, но до определенного предела. После прекращения выжимания свободных вод начинается удаление из глин вод связанных, которые характеризуются пони-

по ним в направлении от центральных частей бассейна седиментации к его окраинам. Седиментационные воды, содержащиеся ранее в песчаных осадках, постепенно вытесняются водами, отжатыми из глин (илов). Это обусловливается практической несжимаемостью песков в отличие от легко уплотняющихся глин.

В процессе уплотнения глин их влажность уменьшается от 90% при осадении на дне водоема до 10% на глубине около 3000 м. Процесс уплотнения глин вначале

женной способностью к растворению солей и имеют невысокую минерализацию. Поэтому на конечной стадии уплотнения глин минерализация отжатых вод снижается. Ритм осадконакопления завершается прекращением погружения осадочной толщи. На смену трансгрессии моря приходит регрессия. Отложение новых осадочных толщ не происходит, и процесс отжатия седиментационных вод из глин прерывается. В пластах-коллекторах снижается давление и становится возможным проникновение в них вод атмосферного происхождения. Такие воды, поступившие в осадочные породы, называются инфильтрационными, а процесс их проникновения в породы называется инфильтрацией.

Интенсивность инфильтрации определяется количеством атмосферных осадков, величиной испарения, формами рельефа, поглощающей способностью пород. А. М. Овчинников считает, что приблизительно инфильтрация составляет около 10% суммы всего поверхностного и подземного стока на территории, где протекает инфильтрация. В зоне насыщения инфильтрационными водами могут быть как грунтовые, так и артезианские воды. Внедрение инфильтрационных вод в осадочные породы обычно начинается с окраин бассейна седиментации. Попадая в пласты-коллекторы, инфильтрационные воды изменяют свой состав и минерализацию при взаимодействии с породами и вытесняемыми седиментационными водами.

Если регрессия моря протекает на территории с засушливым климатом, интенсивного внедрения инфильтрационных вод в осадочные породы не происходит. При отступлении моря остаются отдельные изолированные бассейны, где морская вода концентрируется до стадии рассолов, причем в некоторых случаях начинается садка поваренной соли, приводящая к образованию промышленных залежей. В наиболее погруженных частях бассейнов скапливаются рассолы, содержащие преимущественно хлористый магний. При благоприятных условиях они захороняются под толщей новых осадков и сохраняются в течение длительного времени в виде подземных вод с минерализацией до 600 г/л.

А. А. Карцев предложил называть совокупность седиментационного и инфильтрационного этапов гидрогеологическим циклом. Конец гидрогеологического цикла синхронен концу регрессии моря и началу новой трансгрессии. Во всей осадочной толще под весом молодых осадков возобновляется отжатие из глин седиментационных вод, повышаются пластовые давления и изменяется направление движения вод. Когда воды по коллекторам продвигаются от областей максимального погружения к крайним участкам бассейна, происходит седиментационный водообмен. Когда наибольшие напоры приурочены к наивысшим в гипсометрическом отношении точкам пласта инфильтрационные воды внедряются в осадочные породы, т.е. происходит инфильтрационный водообмен. При формировании разреза осадочной толщи какого-либо района может быть несколько гидрогеологических циклов с разной продолжительностью и интенсивностью седиментационных

и инфильтрационных этапов, что приводит к разнообразию химического состава подземных вод.

С другой стороны, направленное изменение химического состава подземных вод во времени в результате взаимодействия их с породами, именуемое метаморфизмом вод, приводит к нивелировке химического состава. Примером высшей степени метаморфизма являются хлоридные кальциево-натриевые рассолы, имеющие минерализацию свыше 500 г/л. Причина резкого роста минерализации подземных вод, т.е. увеличения содержания ионов хлора, натрия и кальция, не совсем ясна. В отдельных случаях возникновение столь высокой концентрации можно объяснить выщелачиванием штоков каменной соли. Большое значение имеют также подземное испарение, гидратация минералов и трансляционное движение ионов и молекул в растворах.

§ 7. ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Гидрогеологические исследования проводятся с целью изучения природных вод как в качестве объекта поисков, т.е. своеобразного жидкого полезного ископаемого, так и в качестве геологического явления, которое необходимо исследовать для получения полной геологической характеристики района. Кроме того, подземные воды могут нанести ущерб в случае наличия оползней, при обводнении различных горных выработок, при бурении скважин и т.д. Следует также учитывать, что химический состав природных вод может использоваться в качестве своеобразного индикатора наличия залежей различных полезных ископаемых.

Область применения подземных вод в качестве полезного ископаемого весьма обширна. Пресные подземные воды используются для водоснабжения городов, поселков, в промышленности и сельском хозяйстве. Лечебные минеральные воды, такие как углекислые, сероводородные, радиоактивные, железистые, представляют особую группу полезных ископаемых. Воды нефтеносных отложений часто также обладают лечебными свойствами. Щелочные подземные воды, встречающиеся в нефтяных месторождениях, применяются при внутриконтурном заводнении нефтяных пластов. Подземные воды преимущественно нефтяных месторождений служат источником йода, брома, радия. Термальные воды используются в энергетических целях как источник электроэнергии и теплоснабжения.

В задачу поисков и разведки подземных вод входит выяснение их наличия в недрах, качества, условий залегания, движения, режима, запасов и т.д. В этих целях применяются геологические и гидрогеологические съемки, сопровождаемые геоботаническими и геофизическими исследованиями, разведочным бурением, наблюдениями за скважинами и т.д.

Ввиду неразрывной связи гидрогеологии с геологией гидрогеологические исследования ведутся в процессе геологосъемочных ра-

бот. При изучении естественных и искусственных водопроявлений необходимо регистрировать и описывать все имеющиеся водопроявления, определять приуроченность водоносных пластов к определенным стратиграфическим толщам, выяснять степень водообильности пород, химический состав и качество подземных вод, а также наличие водоносных и водоупорных горизонтов. В результате обработки материалов исследований составляется гидрогеологический раздел отчета и выполняются основные графические построения.

Под собственно гидрогеологической съемкой понимается изучение общей гидрогеологической обстановки района и его водоносности. Масштабы съемок варьируют от 1:1 000 000 до 1:25 000 и крупнее. Съемки масштабов 1:1 000 000 — 1:500 000, известные под названием обзорных, проводятся в неизученных или слабоизученных районах с целью выяснения общих гидрогеологических условий и составления гидрогеологической карты соответствующего масштаба. В масштабе 1:200 000 производятся региональные съемки, преследующие ту же цель, что и более мелкомасштабные. Наконец, гидрогеологические съемки в масштабах 1:50 000 (площадные) и 1:25 000 крупнее (детальные) проводятся с определенными промышленными целями (изыскания для строительства, водоснабжения, водолечебниц и т. д.).

Подготовка к гидрогеологическим съемочным работам по существу не отличается от подготовки к геологической съемке. В качестве специфических черт следует отметить особо тщательный подбор картографического материала, так как только достаточно крупный масштаб карт хорошо передает черты рельефа, что особенно важно при привязке водопунктов и прослеживании водоносных горизонтов. Весьма важны (особенно при микробаронивелировании) и данные о высотном положении наиболее характерных точек района.

Непосредственно гидрогеологические съемочные исследования состоят в описании и нанесении на карту всех водопроявлений (источников, скважин, колодцев, горных выработок и т. д.). Кроме того, обследуются поверхностные водоемы, различные физико-геологические явления, возникшие в результате деятельности подземных вод (оползни, карст). Производятся наблюдения за растительностью. При исследовании источника определяется его приуроченность к тем или иным геологическим формациям и структурам; измеряются дебит, температура воды и воздуха, отбираются пробы воды для химического анализа. Определение дебита источников производится при помощи мерных сосудов или водосливов. При обследовании колодцев и скважин измеряются уровни воды (уровни грунтовых вод или статические в случае наличия вод напорных).

В результате гидрогеологических съемок составляются различные гидрогеологические карты: фактического материала, общей водоносности, водоносности отдельных горизонтов, гидроизогипс для грунтовых вод, гидроизопьез для артезианских вод,

гидрохимические (рис. 17) и т. д. На карты фактического материала наносят все водопункты (источники, колодцы, скважины) с указанием дебита (в виде кружков разного радиуса) и другие данные. На картах водообильности показывают участки с преобладающими дебитами той или иной величины.

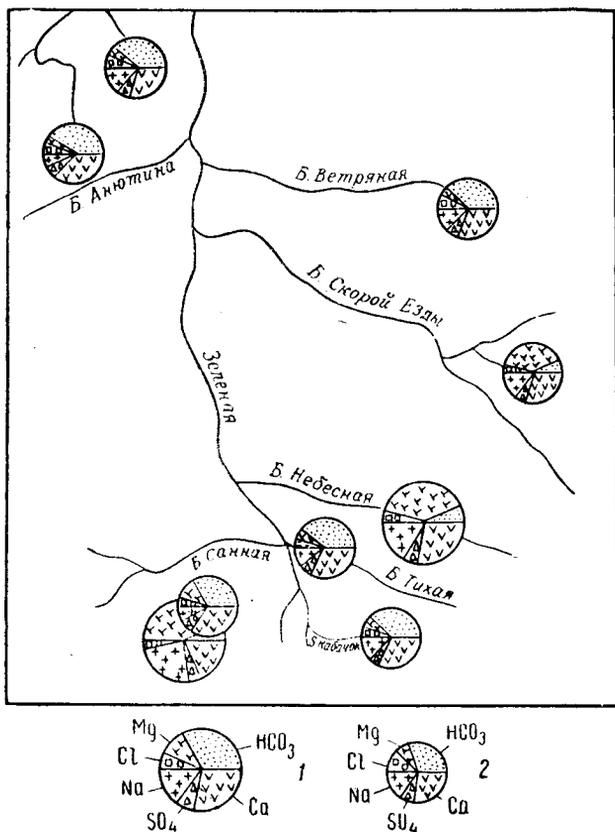


Рис. 17. Схематическая гидрохимическая карта. Изображения источника: 1 — с $M > 1$ г/л; 2 — с $M < 1$ г/л.

В пустынях и полупустынях для поисков подземных вод успешно используют геоботанические методы, основанные на изучении распространения растений-гидроиндикаторов.

Для поисков и разведки подземных вод применяют и геофизические методы. Наиболее широко распространена электроразведка (электрондирование и электропрофилирование). Эти методы позволяют определять глубины залегания минерализованных и пресных вод. Применение электроразведки в гидрогеологии

основано на различии электрического сопротивления вод при различной минерализации. Для изучения строения артезианских бассейнов применяется сейсморазведка.

При поисках и разведке высокотемпературных (термальных) вод проводят геотермические исследования, а при поисках радиоактивных вод — радиометрические.

При разведочном бурении на грунтовые воды в скважинах проводят замеры уровней, по данным которых строят карты гидроизогипс, отражающие рельеф уральной поверхности грунтовых вод. Наблюдают за направлением и скоростями грунтовых потоков. Для этого применяют индикаторы, загружаемые в специальные загрузочные скважины и затем фиксируемые в соседних наблюдательных скважинах. В качестве индикаторов используют красители, электролиты, меченые атомы. Разведочное бурение на артезианские воды проводится по большей части вращательным способом (колонковое бурение). Для получения гидрогеологических данных наиболее удобно бурить без промывки, но по технико-экономическим причинам глубокое бурение ведется обычно с промывкой — водой или в крайнем случае глинистым раствором.

По данным бурения составляется геологический разрез, определяются глубины залегания и мощности водоносных горизонтов. Весьма эффективны геофизические измерения в скважинах. Электрометрия дает возможность определять, помимо литологии разреза, наличие и положение в разрезе горизонтов с пресной и минерализованной водой: горизонты пресных вод характеризуются максимумами сопротивлений и естественных потенциалов, горизонты с минерализованной водой — минимумами сопротивлений и максимумами на кривой естественных потенциалов. В качестве дополнительных методов применяются термометрия и гамма-метод.

В разведочных скважинах на артезианские воды необходимо измерять статические уровни, давления на устье, температуры и отбирать пробы вод на анализ. В самоизливающихся артезианских скважинах уровень определяется путем наращивания труб, либо путем замера давления на устье. Исходя из высоты фонтана и диаметра труб, определяют дебит. При отсутствии самоизлива в скважинах, бурившихся с глинистым раствором, перед замером статического уровня производится промывка и прокачка водой. Измерение уровня воды в скважине ведется с помощью уровнемеров различных систем.

Опробование водоносных горизонтов в разведочных скважинах состоит в откачках, наливах и отборе проб воды на анализ. Откачки проводят для определения дебита воды. В процессе откачек измеряют динамический уровень воды в скважине. При опытных откачках делают обычно три понижения уровня. При откачках в глубоких скважинах применяют специальные турбинные, винтовые и другие насосы и эрлифты. Пробы воды обычно отбирают после откачки, а при самоизливе — через полчаса после осветления воды. Для отбора проб с желаемых интервалов глубин применяют раз-

личные пробоотборники. Из глубинных пробоотборников наиболее широко распространены: телескопический пробоотборник Е. В. Симонова, пробоотборники с часовым механизмом ПД-03 и ПД-3М; пробоотборник ПРИЗ-1,2 (Б. А. Рогова и И. К. Зерчанинова) и ртутный пробоотборник конструкции Б. Озолина.

По данным, полученным в результате исследования скважин, строят карты гидроизопез, определяющие пьезометрическую по-

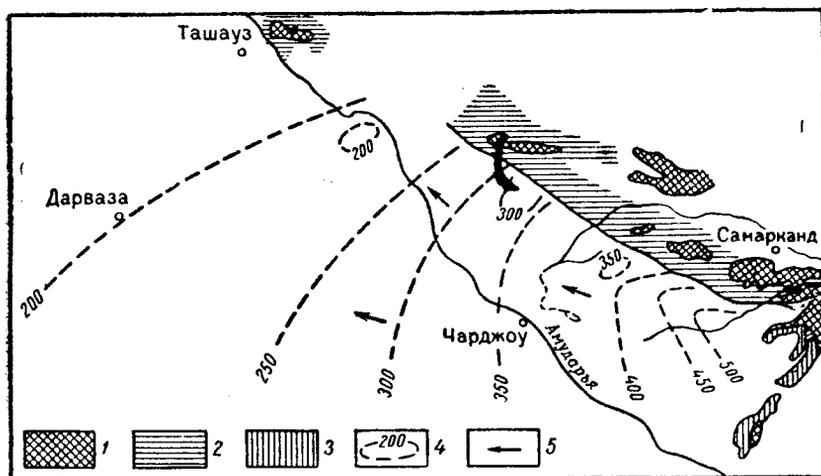


Рис. 18. Схематическая карта гидроизопез юрских отложений Каракумского (Амударьинского) нефтегазоносного бассейна. По Я. А. Ходжакулиеву.

1 — области выходов на поверхность доюрских отложений; 2 — области отсутствия отложений юрского возраста под покровом более молодых пород; 3 — области развития юрских отложений на дневной поверхности; 4 — приведенные гидроизопезы; 5 — направление подземного стока вод.

верхность артезианских горизонтов (рис. 18). Эти карты используют при проектировании бурения на напорные воды. При проектировании скважины бурят там, где пьезометрическая поверхность находится выше земной поверхности, что обеспечивает фонтанирование скважин, а при отсутствии такого условия там, где пьезометрическая поверхность располагается на минимальных глубинах. В результате проведения разведочных работ гидрогеолог получает материалы, необходимые для подсчета запасов и ресурсов подземных вод и для определения режима последних.

§ 8. ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Оценка запасов подземных вод является необходимым условием для их промышленной эксплуатации. Понятие «запасы» для подземных вод не вполне совпадает с этим понятием для других

полезных ископаемых. В ряде случаев количество подземных вод данного горизонта или бассейна бывает практически постоянно при существующих величинах отбора, а иногда и пополняется в процессе эксплуатации за счет инфильтрации. В связи с указанным своеобразием подземных вод как полезных ископаемых выделяются следующие типы запасов: вековые, естественные, эксплуатационные, а для грунтовых вод и регулировочные.

Под вековыми запасами понимается общее количество воды в каком-то пласте или бассейне с учетом водоотдачи. Иными словами, понятие вековых запасов аналогично понятию запасов для других полезных ископаемых. Подсчет запасов ведется объемным методом. Н. А. Плотников предложил следующую формулу подсчета вековых запасов подземных вод:

$$Q_v = \sum_{i=1}^{i=n} \mu_i W_i,$$

где Q_v — вековые запасы подземных вод в m^3 ; μ_i — коэффициент водоотдачи на отдельных участках водоносного горизонта; W_i — объем, занимаемый водоносным слоем на отдельных участках водоносного горизонта в m^3 .

Коэффициент водоотдачи определяется по данным пробных откачек или опытным лабораторным путем. При подсчете объема пользуются данными по мощностям, полученными в результате бурения скважин. Величина вековых запасов не имеет особого практического значения для крупных артезианских бассейнов, но для верховодок, грунтовых и минеральных лечебных вод, запасы которых весьма ограничены, определение их имеет важное значение.

Под естественными запасами подземных вод понимается расход подземного потока в его естественном состоянии.

Подсчет естественных запасов производится по формуле

$$Q_e = Bhki,$$

где B — ширина потока подземных вод в м; h — мощность водоносного пласта в м; k — коэффициент фильтрации в м/сут; i — гидравлический уклон потока подземных вод.

Под эксплуатационными запасами подземных вод Н. А. Плотников предложил понимать расход подземных вод, который может быть получен из водоносных горизонтов с учетом рациональных технико-экономических условий без ухудшения эксплуатационного режима и качества воды в течение расчетного срока работы каптажного сооружения. Получение подземных вод в количествах, превышающих величину эксплуатационных запасов, приводит к вовлечению в расход части вековых запасов, что в свою очередь ведет к истощению водоносного горизонта и ухудшению качества воды. Например, в США после нескольких десятков лет эксплуатации водоносные горизонты Дакотского артезианского

бассейна пресных вод истощились. Статические уровни, имевшие превышение в 150 м над уровнем Земли, опустились ниже последнего, что привело к прекращению фонтанирования скважин. При неразумной эксплуатации может произойти полное истощение небольших артезианских бассейнов, а минерализованные воды могут заместиться пресными.

Для определения эксплуатационных запасов пользуются формулой:

$$Q_0 = Q_в - Q_н,$$

где Q_0 — эксплуатационные запасы подземных вод в м^3 ; $Q_в$ — естественный расход грунтовых вод выше водозабора в м^3 ; $Q_н$ — естественный расход грунтовых вод ниже водозабора в м^3 . Н. А. Плотников обратил внимание на то, что объем воды в зоне, находящейся выше наиболее низких уровней безнапорных вод, контролирует расход водоносного горизонта. Объем вод, находящихся в этой зоне, было предложено называть регулировочными запасами.

Н. А. Плотников вывел следующую формулу для подсчета регулировочных запасов:

$$Q_p = \mu W_p,$$

где μ — коэффициент водоотдачи; W_p — объем, занимаемый водоносной толщей, между высоким и низким стояниями уровня воды на участках вод со свободным зеркалом.

Эксплуатационные запасы подземных вод делятся на четыре категории: А, В, С₁, С₂.

Низшая категория запасов С₂ устанавливается на основании общих геолого-гидрогеологических соображений, подтверждаемых спорадическим опробованием изучаемого горизонта или путем сравнения с уже разведанной частью горизонта.

Категория С₁ подразумевает запасы, изученные и разведанные со степенью достоверности, позволяющей знать строение и условия залегания водоносных комплексов; сами запасы определены по данным пробных откачек в отдельных выработках и по аналогии с имеющимися водозаборами.

Категория В определяет запасы с точностью, позволяющей установить особенности условий залегания, строения и питания водоносных горизонтов; их связи с другими водоносными комплексами и водами суши; примерное количество естественных водных ресурсов, необходимых для восполнения эксплуатационных запасов. Собственно запасы для проектируемого водозабора определяются по результатам опытных откачек или путем экстраполяции.

Категория А подразумевает запасы, разведанные с детальностью, позволяющей иметь полное представление об условиях залегания и величинах напоров водоносных горизонтов. Должны быть выявлены фильтрационные свойства водовмещающих пород; условия питания и возможности пополнения эксплуатационных запасов; связь вод изучаемого горизонта с другими подземными и

поверхностными водами. Эксплуатационные запасы в пределах проектируемого водозабора определяются по данным эксплуатации скважин, опытно-эксплуатационным или опытным откачкам.

Для оценки эксплуатационных запасов глубинных артезианских вод Н. А. Плотников рекомендует метод расчета с учетом упругих свойств вод и метод депрессионных воронок. Запасы подземных вод по категории C_2 он оценивает в период поисков без проведения опытных работ. Полученные данные используются при перспективном планировании дальнейших поисково-разведочных работ. Запасы вод по категории C_1 определяются по итогам пробных откачек и полученный материал используется для планирования детальных разведочных работ. Запасы по категории В определяются по данным опытных откачек, а результаты учитываются при проектировании эксплуатации. Запасы по категории А определяются по режимным наблюдениям, и данные используются для уточнения проектов эксплуатации подземных вод.

§ 9. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА РЕЖИМОМ И ПРОЕКТИРОВАНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Система приспособлений для эксплуатации подземных вод называется каптажем. Каптаж должен обеспечивать получение подземной воды в нужном количестве и надлежащего качества. Различают каптаж источников и каптаж воды водоносных горизонтов. В последнем случае подземная вода выводится на поверхность искусственно. Основным элементом каптажа водоносного горизонта в настоящее время являются буровые скважины. Во многих случаях разведочные скважины после выполнения своего назначения используются в качестве эксплуатационных.

Наиболее дешевым методом эксплуатации подземных вод, особенно пресных, является фонтанная эксплуатация. Для вод, содержащих ценные компоненты (лечебные или сырьевые), в ряде случаев применяют насосный и компрессорный методы эксплуатации.

В процессе эксплуатации подземных вод ведутся стационарные наблюдения за их режимом. По определению Г. Н. Каменского, режим подземных вод — поведение их во времени под влиянием геологических, гидрометеорологических и климатических факторов. Уровни, дебиты, температуры, химический состав вод во многих водоносных горизонтах изменчивы. Особенно большие колебания наблюдаются для грунтовых вод, подверженных влиянию метеорологических факторов. Различают периодические (суточные, сезонные) и аperiodические колебания. Метеорологические факторы влияют и на артезианские воды зоны свободного водообмена, в связи с чем в режиме их иногда тоже наблюдаются большие колебания. В дождливые сезоны года могут повышаться уровни, дебиты, понижаться температуры и минерализация подземных вод в связи с разбавлением их дождевыми водами или инфильтрацией последних.

Чем слабее водообмен, тем устойчивее режим. На подземные воды, слабо связанные с земной поверхностью, влияют лишь геологические факторы, действие которых мало изучено (исключение составляет влияние землетрясений). Серьезно влиять на режим подземных вод могут также искусственные (технические) факторы — эксплуатация подземных вод, дренаж водоносных горизонтов горными выработками, загрязнение.

Изучать режим подземных вод необходимо для выбора рациональной системы их эксплуатации и контроля за эксплуатацией, а также для уточнения ресурсов подземных вод.

Глава II

ОСНОВЫ ГИДРОХИМИИ

Гидрохимия — часть гидрогеологии, занимающаяся изучением химического состава природных вод. Знание химического состава необходимо не только при изучении вод в качестве объекта гидрогеологических изысканий, но и при оценке возможностей использования их для целей водоснабжения. При решении вопросов использования или захоронения сточных вод, при проектировании ирригационных систем и водохранилищ, при оценке вод в качестве сырья для извлечения различных солей и химических элементов в первую очередь необходимо изучение химического состава вод.

§ 1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По образному определению В. И. Вернадского природная вода представляет собой подвижную равновесную систему: вода — газ — соли — органика. Действительно, природные воды являются растворами, содержащими соли, газы, коллоиды и ионы. В понятие «химический состав вод» входят все вещества, растворенные в них. Наиболее хорошо изучены соли и газы, растворенные в водах.

Рассмотрим сначала растворитель — воду.

По современным представлениям в молекуле воды атомы кислорода и водорода находятся в вершинах равнобедренного треугольника. Угол у вершины, занятой атомом кислорода, составляет 105° , а у вершин, занятых атомами водорода, $37,5^\circ$. Общие электронные пары смещены в сторону атома кислорода и в молекуле воды электрические центры тяжести положительных и отрицательных зарядов не совпадают. Поэтому образуется диполь с отрицательным полюсом у атома кислорода и положительным между атомами водорода. Разноименные полюса диполей притягиваются друг к другу, что приводит к образованию таких сложных агрегатов, как дигидроль $(\text{H}_2\text{O})_2$, тригидроль $(\text{H}_2\text{O})_3$ и т. д. Наличием таких агрегатов объясняется плотностная аномалия воды и ее высокая диэлектрическая постоянная.

С ростом температуры сложные агрегаты распадаются на более простые, а те в свою очередь — на одиночные молекулы. В паробразном состоянии вода почти нацело состоит из одиночных молекул — гидролей.

В воде, кроме протия (водорода с атомным весом 1) и кислорода (с атомным весом 16), могут находиться и такие изотопы водорода, как дейтерий (водород с атомным весом 2) и тритий (водород с атомным весом 3). В состав молекулы воды в различных соотношениях входят пять изотопов кислорода: O^{14} , O^{15} , O^{17} , O^{18} , O^{19} . В изотопном составе природных вод наблюдается некоторая дифференциация за счет испарения воды и концентрации дейтерия и изотопа кислорода с атомным весом 18 в остатке.

Ввиду этого воды суши более «легкие», чем воды морей и океанов. Подземные воды также различны по изотопному составу. Процессы подземного испарения способствуют увеличению содержания тяжелых изотопов, к этому же приводит и сорбция легких изотопов породами. Инфильтрация вод способствует привнесу на значительные глубины легких изотопов. Ввиду сложности масс-спектрометрических исследований на практике при изучении изотопного состава вод пользуются определением плотности и показателя преломления вод после дистилляции.

В физико-химическом отношении природные воды представляют собой растворы различных солей, газов, коллоидов. Химический состав вод позволяет понять суть процессов происхождения подземных вод и сравнивать последние между собой.

В настоящее время наиболее полно изучен ионно-солевой состав.

Следует отметить, что соли, как правило, являются электролитами; растворяясь в воде, они диссоциируют на ионы: отрицательно заряженные — анионы и положительно заряженные — катионы. Растворы электролитов в воде из-за наличия электрически заряженных ионов проводят электрический ток.

Вещества — не электролиты при растворении в воде не диссоциируют на ионы и их растворы не проводят электрического тока. При растворении они распадаются на нейтральные молекулы, давая истинные растворы, или на агрегаты молекул, образуя коллоидные растворы. Недиссоциированные молекулы и коллоидные частицы могут образовываться и из электролитов при взаимодействии образующих их ионов с водой. Это взаимодействие называется гидролизом и ему подвергаются электролиты, содержащие ионы слабых кислот или слабых оснований. При гидролизе образуются недиссоциированные молекулы слабых кислот или слабых оснований, которые в случае их малой растворимости могут образовывать агрегаты молекул, давая коллоидные растворы.

В подземных водах содержатся обычно ионы, недиссоциированные молекулы и коллоидные частицы, однако содержание кол-

лоидов невелико по сравнению с растворенным ионно-солевым комплексом.

Для ионно-солевого состава вод характерны шесть основных ионов. Это анионы: хлор Cl' , сульфат SO_4' и гидрокарбонат HCO_3' и катионы: натрий Na'' , кальций Ca'' и магний Mg'' . Наряду с этим широко распространены карбонат-ион CO_3'' , сульфид-ион S'' , ион калия K , ионы железа Fe'' и Fe''' . Их содержание в десятки и сотни раз меньше, чем содержание основных ионов. Элементы, встречающиеся в незначительных количествах, называются микрокомпонентами. Среди них наиболее широко распространены ионы брома Br' , иода I' , аммония NH_4' , лития Li , стронция Sr'' .

В результате химического анализа мы получаем сведения об отдельных ионах, однако до сих пор точно не установлено, все ли ионы присутствуют в свободной форме или часть их содержится в виде молекул солей в растворе.

Суммарное содержание в воде растворенных ионов, солей и коллоидов характеризует степень минерализации воды. Она обычно выражается в граммах на 100 г раствора, или в граммах на 1 л раствора.

Минерализация в граммах на 100 г численно соответствует весовой процентной форме выражения минерализации. При пересчете минерализации из граммов на 1 л в граммы на 100 г и в процентную форму необходимо учитывать плотность воды (особенно для сильно минерализованных рассолов).

По степени минерализации В. И. Вернадский подразделил природные воды на: пресные — с минерализацией до 1 г/л, соленые (минерализованные) — с минерализацией 1—50 г/л и рассолы — с минерализацией более 50 г/л. Известны рассолы с содержанием солей до 500 г/л и более.

Минерализация является важной компонентой, определяющей гидрохимический облик воды. Действительно, пресные воды обычно характеризуются преобладанием среди анионов гидрокарбонатов, а среди катионов щелочноземельных металлов. В соленых водах преобладают сульфаты, а в рассолах — хлориды кальция и натрия.

Из общих химических свойств природных вод особое значение имеют реакция среды и жесткость.

Реакция среды, т.е. щелочно-кислотные свойства воды, определяется концентрацией водородных ионов. Вода в незначительной степени диссоциирует на водородные и гидроксильные ионы, которые всегда присутствуют в водных растворах. В тщательно очищенной и дегазированной дистиллированной воде их концентрации равны между собой и составляют по $1 \cdot 10^{-7}$ г-иона/л. При наличии в воде анионов слабых кислот часть ионов водорода связывается этими анионами и в растворе появляется избыток гидроксильных ионов. Если же в растворе имеются катионы слабых

оснований, уменьшается концентрация гидроксильных ионов и возрастает концентрация водородных ионов.

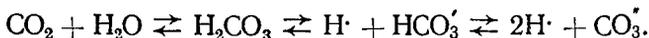
Так как вода диссоциирует на ионы в незначительной степени, то во всех водных растворах, включая растворы сильных кислот и щелочей, произведение концентраций гидроксильных и водородных ионов есть величина постоянная для каждой конкретной температуры. С ростом температуры диссоциация воды несколько увеличивается и произведение концентраций водородных и гидроксильных ионов также возрастает.

При комнатной температуре, это произведение равно 10^{-14} . В нейтральных растворах концентрации водородных и гидроксильных ионов равны между собой, в кислых — концентрация водородных ионов больше концентрации гидроксильных, а в щелочных — наоборот.

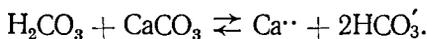
Концентрацию водородных ионов выражают через показатель степени величины этой концентрации, взятый с обратным знаком, и обозначают ее через рН. $\text{pH} = -\lg(\text{H}^+)$.

При $\text{pH} = 7$ реакция среды нейтральна. В кислой среде pH меньше 7, в щелочной — больше 7. Обычно природные воды имеют pH от 6 до 8. Несколько сниженным значением pH (до 5—5,5) характеризуются углекислые воды. В кислых водах обычно присутствуют соли железа и других тяжелых металлов. Щелочную реакцию pH до 10 имеют воды содовых озер.

Величина pH является важной характеристикой вод, так как она определяет состояние ряда ионных равновесных систем и позволяет оценить форму существования в воде многих соединений. В частности, большую роль имеет карбонатное равновесие:



Углекислый газ, растворяясь в воде, образует угольную кислоту, которая вступает во взаимодействие с карбонатами пород и приводит их в растворимое состояние:



В воде устанавливается определенная величина pH и концентрация гидрокарбонатных ионов, по которым можно оценить количество растворенного углекислого газа и карбонатных ионов. Используя сульфидное равновесие



по величине pH и суммарной концентрации сульфидной серы можно установить содержание в воде свободного сероводорода и гидросульфидных ионов.

Жесткость воды зависит от содержания растворенных солей кальция и магния. Она проявляется в плохой растворимости мыла, в образовании накипи. Поэтому жесткие воды непригодны

для многих производств, связанных с парокотельными установками, где плотный осадок уменьшает теплообмен.

Различают жесткость общую, устранимую и постоянную. Общая жесткость определяется суммарным содержанием хлоридов, сульфатов и гидрокарбонатов кальция и магния. Устранимая соответствует гидрокарбонатам кальция и магния; постоянная жесткость представляет собой хлориды и сульфаты кальция и магния.

В настоящее время жесткость определяют и выражают по содержанию в воде кальция и магния в миллиграмм-эквивалентах, иногда в так называемых немецких и французских градусах жесткости.

Среди растворенных в природных водах газов преобладают азот N_2 , двуокись углерода (углекислый газ) CO_2 и метан CH_4 . Часто встречаются кислород O_2 , сероводород H_2S , аргон Ar , различные гомологи метана.

Газы образуют с водой молекулярные растворы. Некоторые газы (CO_2 ; H_2S) образуют с ионно-солевыми компонентами равновесные системы (двуокись углерода с гидрокарбонатными и карбонатными ионами).

Объем газа (измеренный в нормальных условиях — при давлении 760 мм рт. ст. и температуре $20^\circ C$), растворенного в единице объема воды, называют газонасыщенностью воды. Газонасыщенность выражается в кубических метрах на кубический метр, кубических сантиметрах на кубический метр или в кубических сантиметрах на кубический сантиметр.

Растворимость газов в воде зависит от давления, температуры, химического состава воды и состава газа. При давлении до 50 кгс/см^2 можно считать, что растворимость газов увеличивается прямо пропорционально давлению (закон Генри)

$$S = k_p P,$$

где S — газонасыщенность; P — давление; k_p — коэффициент растворимости данного газа при данной температуре.

По закону Дальтона при наличии нескольких газов каждый газ растворяется пропорционально своему парциальному давлению. Парциальное давление — давление, которое производил бы каждый газ, если бы он занимал весь объем смеси (при той же температуре).

Для давлений, превышающих вышеприведенное, закон Генри неприменим, так как растворимость газов увеличивается с ростом давления не прямо пропорционально.

Повышение температуры приводит к уменьшению растворимости. Растворимость газов снижается и с увеличением минерализации воды.

Основным параметром, характеризующим количество растворенных газов, является их давление насыщения (упругость). Давлением насыщения называется давление, при котором весь газ находится в растворенном состоянии. Под давлением, большим

давления насыщения, вода способна растворить добавочное количество газа. Если же давление, под которым находится вода, ниже давления насыщения, то часть газа выделится из воды. Формирование газовых месторождений связано с выделением растворенного газа из воды при снижении пластового давления ниже давления насыщения.

Из физических свойств природных вод основными являются плотность, вязкость, сжимаемость, электропроводность, радиоактивность, температура.

Плотность является наиболее важной характеристикой природных вод, используемой при интерпретации их гидрохимического состава.

Плотность — отношение массы вещества к его объему. Ее обычно обозначают буквой ρ .

Так как плотность вещества сильно варьирует в зависимости от температуры, то около индекса плотности указывают температуру, при которой производился замер. Плотность жидкостей обычно измеряется при температуре $+20^\circ\text{C}$ и в таком случае температура у индекса плотности не проставляется.

Под относительной плотностью понимается отношение плотности вещества при температуре 20°C к плотности дистиллированной воды при температуре 4°C . Относительная плотность обозначается индексом ρ_4^{20} и является безразмерной величиной.

Плотность природных вод возрастает с увеличением степени минерализации. Плотность воды определяют ареометром или пикнометром. Иногда плотность воды определяют по величине солёности в градусах Боме ($^\circ\text{Be}'$). Однако отсчет в градусах Боме справедлив только при абсолютном преобладании в исследуемой воде хлоридов натрия. Один градус Боме эквивалентен плотности воды, в 100 см^3 которой растворен 1 г поваренной соли. Для пересчета солёности в градусах Боме на плотность пользуются пересчетными таблицами или пересчитывают по формуле $\rho = 145/145 - n$, где ρ — плотность, а n — солёность в градусах Боме.

Плотность воды зависит от температуры. Эта зависимость определяется коэффициентом объемного теплового расширения (α), показывающим, какую часть первоначального объема тела при 0°C составляет изменение объема при изменении температуры на 1°C .

Вязкость (внутреннее сопротивление частиц жидкости ее движению) в природных водах является функцией температуры (в основном) и минерализации. При температуре 15°C вязкость воды в 6 раз превышает вязкость при температуре 100°C . Увеличение минерализации в малой степени увеличивает вязкость.

Вязкость определяется вискозиметрами, принцип действия которых основан на сравнении времени истечения исследуемой жидкости со временем истечения такого же объема дистиллированной воды.

Пластовые воды могут сжиматься под влиянием давления, температуры и газонасыщенности. Это явление особенно характерно для глубинных горизонтов.

Сжимаемость определяется изменением объема жидкости под действием давления. Коэффициент сжимаемости (β), показывающий, насколько уменьшается объем воды при увеличении давления на 1 кгс/см², определяется уравнением:

$$\beta = \frac{V_0 - V_p}{V_0 \Delta P} .$$

где V_0 — начальный объем жидкости в см³; V_p — объем жидкости при увеличении давления на Δp в см³.

Коэффициент сжимаемости природных вод несколько изменяется в различных интервалах давления, но в основном зависит от газонасыщенности, температуры и химического состава воды.

Коэффициент сжимаемости воды с растворенным газом β_r вычисляется по формуле

$$\beta_r = \beta (1 + \xi S),$$

где β_r — коэффициент объемной упругости дегазированной минерализованной воды в 1/(кгс/см²); ξ — поправка на содержание в растворе газа; S — газонасыщенность минерализованной воды в см³/см³.

В недрах давление уменьшает объем жидкостей, а температура и растворенный газ увеличивают. Для оценки суммарного действия этих параметров используют объемный коэффициент пластовой жидкости — отношение объема жидкости $V_{пл}$ в пластовых условиях к объему V_H той же массы жидкости:

$$b = \frac{V_{пл}}{V_H} .$$

Объемный коэффициент пластовой жидкости показывает, во сколько раз объем жидкости в пласте больше ее объема на поверхности. Природные воды характеризуются объемными пластовыми коэффициентами порядка 1—1,2.

Электропроводность подземных вод является одной из составляющих при интерпретации результатов электрометрии скважин.

Электропроводность природных вод обусловлена тем, что они являются растворами электролитов; о величине электропроводности судят по удельному электрическому сопротивлению. При геофизических работах за единицу удельного сопротивления принимают один Ом·м.

Подземные воды обычно характеризуются величинами удельных сопротивлений от 0,02 до 1,00 Ом·м. С увеличением температуры и степени минерализации удельное сопротивление уменьшается.

Для вычисления величины удельного электрического сопротивления природных вод ρ_v пользуются формулой:

$$\rho_v = \frac{10}{a l c a_a + k l c a_k},$$

где a и k — количество анионов и катионов в растворе в г-экв; l_c — их электролитические подвижности при концентрации C ; a_a и a_k — степени диссоциации солей, в состав которых входят эти ионы.

Для большинства солей, растворенных в природных водах, величины электролитической подвижности близки. Поэтому при расчетах принимается во внимание только преобладающая в воде соль, а удельное электрическое сопротивление можно определить по общей минерализации или плотности воды.

Радиоактивность природных вод зависит от присутствия радиоактивных элементов — радия, радона, урана, содержащихся в очень малых количествах. Радиоактивными называются воды с содержанием: радия — более $1 \cdot 10^{-14}$ г/л, урана — более $3 \cdot 10^{-5}$ г/л, радона — более 50 эман (1 эман равен содержанию в воде радона в количестве, равновесном по радиоактивности десяти-миллионной части миллиграмма радия). Содержание Ra 10^{-10} г/л и выше часто отмечается в нефтяных водах. Радиоактивность подземных вод позволяет использовать их для лечебных целей.

Температура природных вод зависит как от внешних условий, так и от движения, направления и скорости подземных вод. Геотермические данные широко используются в нефтепромышленной геологии и гидрогеологии. В нефтеносных районах до глубин 3000 м пластовые температуры не превышают обычно 30°C .

В формировании тепловых полей, безусловно, значительную роль играет геотектонический фактор, так как установлено различие в температурных режимах древних и молодых платформ и геосинклиналей.

Воды с температурой более 37°C называются термальными и широко используются в качестве теплоносителя в системах отопления.

§ 2. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВОД

Химический анализ производится для изучения ионно-солевого и газового состава природных вод. В зависимости от целей и масштабов исследований химические определения могут быть различными. Поэтому различают общий анализ и специальные виды анализов.

Общий анализ в первом приближении дает возможность судить о химизме воды. При этом анализе определяются такие ионы, как Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , причем последний определяют по разности содержания анионов и катионов. Анализ, включающий определение перечисленных ионов, удельного веса и pH воды, называют стандартным анализом.

Специальные анализы могут быть весьма различными. В нефтяной гидрогеологической практике к стандартному комплексу определений часто добавляются определения ионов I' , Br' , NH_4' , B_2O_5'' , $F_2''O_3''$ нафтеновых кислот и их солей, а также Ba'' , Sr'' , $Al_2''O_3''$. Наряду с ионно-солевым изучается и газовый состав. В последнее время состав растворенных газов определяют довольно часто, что позволяет использовать газовый состав в целях классификации подземных вод.

Из других видов специальных анализов подземных вод следует отметить санитарный, бальнеологический, бактериологический и технический.

При санитарном анализе, производимом для оценки пригодности воды для питьевых целей, определяют соленость, жесткость, окисляемость и содержание ионов NH_4' , NO_2' , NO_3' . Содержание в воде аммония, нитратов и нитритов и окисляемость воды позволяют определить пригодность воды для питья.

Бальнеологический анализ, применяемый для тех же целей, помимо определения основного ионно-солевого состава включает определения растворенных газов, радиоактивности, а также различных микроэлементов и веществ, характеризующих лечебные воды. Обычно этот тип анализа отличается наибольшей полнотой.

Бактериологический анализ заключается в определении в воде бактерий. Методами качественного анализа определяют виды бактерий, а количественным анализом их общее число.

Технические анализы производятся для оценки пригодности использования вод в парокотельных установках, при закачке в эксплуатационные нефтяные пласты, для оценки «агрессивных» и коррозионных свойств и т. д.

Отдельные специфические элементы определяются для поисков рудных полезных ископаемых.

Анализы вод производятся как в стационарных, так и в полевых гидрохимических лабораториях. Отличие заключается в методике проведения анализа. Так, в стационарных условиях сульфат-ион определяют весовым методом, кальций и магний — весовым или объемным методами, хлор и гидрокарбонат-ион — объемным методом, а в полевых условиях воды анализируют преимущественно объемными, калориметрическими и нефелометрическими методами. В качестве полевой лаборатории наиболее широко применяется лаборатория А. А. Резникова.

Не останавливаясь на методиках производства анализов, укажем на основные ошибки при анализах ионно-солевого и газового состава пластовых вод нефтяных и газовых месторождений.

Результаты анализов пластовых вод существенно зависят от способа и места отбора проб. Наиболее изменчивы количество и состав растворенных газов. Близкий к истинному состав растворенных газов дает только анализ глубинных проб, отобранных у забоя скважины. На устье скважины значительная часть раство-

ренных газов удаляется из воды во время ее движения от забоя к устью. Оставшиеся растворенные газы имеют уже иной состав, по которому трудно воспроизвести первоначальный. Процесс дегазации и изменения состава растворенных газов усиливается при наличии в стволе скважины свободного газа, причем чем больше газовый фактор, тем глубже дегазация вод. С количеством и составом растворенного газа непосредственно связана величина щелочности вод, которая уменьшается в процессе дегазации воды. При этом нарушается равновесие за счет перехода CO_2 , H_2S и т. д. из воды в газовую фазу, растет рН воды и начинается выпадение осадка карбоната кальция. Этот процесс продолжается и после отбора пробы, из-за чего уменьшается щелочность вод. Характерно, что в воде, отстоянной из нефтяной эмульсии, величина щелочности больше, чем в воде, отобранной из этой же скважины, но без нефти. Причем при стоянии воды после отделения нефти примерно через 15—20 мин наблюдается помутнение из-за выпадения осадка карбоната кальция.

Консервирующее действие нефти на капельки воды в эмульсии обусловлено переходом из нефти в воду нафтеновых кислот взамен углекислого газа. При этом состав щелочности качественно изменяется из-за частичной замены ионов бикарбонатов ионами нафтеновых кислот при сохранении общей величины щелочности.

К попыткам разделения щелочности на отдельные компоненты следует относиться с большой осторожностью. В частности, раздельное определение карбонатов и бикарбонатов для пластовых вод не имеет смысла, так как щелочность определяется рядом анионов слабых кислот и при титровании карбонатов титруются также и другие анионы. Кроме того, из-за перехода углекислоты в газовую фазу непрерывно изменяются карбонатное равновесие и соотношение в содержании карбонатов и бикарбонатов. Ненадежно и обратное титрование щелочью нафтеновых кислот. Перед их определением пробу кипятят для удаления CO_2 . При этом частично улетучиваются нафтеновые кислоты, в связи с чем результаты их определения являются заниженными. Кроме того, часть нафтеновых кислот попадает в воды при движении от забоя к устью скважины вместе с нефтью, и их определение не характеризует истинного содержания в пластовых условиях.

Из прочих анионов слабых кислот надежным является определение сульфидов и сероводорода непосредственно на месте отбора пробы окисленным йодом. Причем и в этом случае значительная часть сероводорода переходит из воды в газовую фазу. Разделение серы на сульфидную, титруемую при определении общей щелочности, и сероводородную мало надежно и его не следует проводить.

Непосредственно связано с определением щелочности определение в водах содержания бора, который также находится в воде в виде свободной борной кислоты и различных боратов. Определение суммарного содержания бора при помощи маннита дает удов-

летворительные результаты при содержании бора свыше 50 мг/л, при меньшем содержании результаты, как правило, завышаются и точность определения бывает недостаточна. Разделение бора на свободную борную кислоту и анионы боратов еще менее надежно, чем разделение серы.

Уменьшение щелочности в процессе дегазации воды особенно заметно в случае жестких (хлориднокальциевых) вод.

В щелочных (гидрокарбонатнатриевых) водах колебания величины щелочности менее заметны, но существенно изменяется содержание кальция. По мере уменьшения щелочности снижается содержание кальция, а так как в воде его мало, то такое уменьшение резко бросается в глаза (на 1—3 мг-экв/л).

Помимо дегазации при снижении давления на состав вод может влиять и цемент, особенно если вода отобрана из скважины вскоре после ее цементации. В цементе содержится большой избыток гидроокиси кальция, которая с анионами слабых кислот образует ряд нерастворимых солей кальция: карбонат, фосфат, силикат и т. д. В результате величина щелочности уменьшается. Кроме того, гидроокись кальция может реагировать с магнием вод с образованием осадка гидроокиси магния. Поэтому в отдельных скважинах разные анализы вод существенно отличаются по содержанию магния, причем обычно с уменьшением его содержания уменьшается и величина щелочности. Факт воздействия цемента на воды заметен на сравнительно мало минерализованных гидрокарбонатнатриевых и хлоридномагневых водах. Действие цемента на хлориднокальциевые рассолы существенно не может изменить солевого состава.

С качеством цементации связана и возможность перетоков вод разных пластов при наличии затрубной циркуляции. При наличии вод разных типов в смешанной воде уменьшаются щелочность и жесткость из-за выпадения осадка карбоната кальция; содержание хлоридов и сульфатов натрия приближается к 100% и превышает величину их содержания в аналогичных по минерализации пластовых водах. Смешивание различных по минерализации гидрокарбонатнатриевых или хлоридномагневых вод обычно приводит к уменьшению щелочности, характерной для пластовых вод аналогичной минерализации и состава. При смешивании хлориднокальциевых рассолов, наоборот, увеличивается содержание хлоридов и сульфатов щелочноземельных металлов по сравнению с аналогичными по минерализации пластовыми водами. В скважинах с высоким газовым фактором возможно и изменение общей минерализации воды из-за ее испарения или конденсации. Однако учесть это очень трудно, так как снижение давления способствует испарению воды, а снижение температуры — ее конденсации из газовой фазы. В скважинах действуют оба фактора, и, какой когда превалирует, трудно установить.

При эксплуатации скважин эрлифтом воздух окисляет все легкоокисляемые компоненты ионно-солевого состава вод. В первую

очередь окисляются двухвалентное железо и марганец до гидроксида железа и двуокиси марганца. Сульфидная сера и сероводород преимущественно окисляются до серы, но в некоторой степени и до сульфатов. Поэтому в бессульфатных водах сульфаты могут появиться при окислении сульфидов. Йод в гидрокарбонатнонатриевых водах не окисляется воздухом, но в хлориднокальциевых рассолах такое окисление происходит, в связи с чем содержание йода может уменьшиться. Все процессы окисления могут протекать и в пробе воды при ее хранении с доступом воздуха, но их скорость в этом случае меньше, и необходимо несколько недель для достижения такого же эффекта, как при эрлифте. Ввиду возможности окисления определения в водах железа и марганца мало надежды, а имеющиеся данные трудно сопоставимы.

Таким образом, в зависимости от места отбора, состояния скважины и способа ее эксплуатации результаты анализов пластовых вод могут существенно изменяться. Наименее подвержено изменению содержание хлоридов. В хлориднокальциевых рассолах мало изменяется содержание солей щелочноземельных металлов, а в гидрокарбонатнонатриевых водах — величина общей щелочности. Больше всего отражаются условия отбора на составе хлоридно-магниевого вод, в которых изменение щелочности и жесткости существенно влияет на общий солевой состав.

При проведении анализа также возможны ошибки в процессе определения ионно-солевого состава вод. Наиболее надежным является определение хлоридов.

При определении сульфатов наиболее надежным является весовой метод. Однако ввиду его трудоемкости в лабораториях пользуются объемными методами. Из этих методов трилометрический дает хорошие результаты только при анализе гидрокарбонатнонатриевых и сульфатнонатриевых вод с небольшим содержанием кальция и магния. Йодометрический метод с применением хромата бария пригоден только для вод, не содержащих восстановителей, а нефелометрический — в отсутствие нафтеновых кислот преимущественно для хлориднокальциевых вод.

Определение общей щелочности титрованием проб кислотой является надежным методом, но ее подразделение на отдельные компоненты, как было отмечено выше, ненадежно.

Трилометрическое определение кальция и магния наиболее простое и точное, однако следует помнить, что точность определения кальция в два раза превышает точность определения магния и ошибки в определении кальция автоматически усиливают ошибки в определении магния: в случае завышения содержания кальция содержание магния занижается и наоборот.

Приведенных выше определений достаточно для расчета шести-компонентного анализа пластовых вод.

Дополнительно иногда определяют бор, бром и йод, а в отдельных случаях и сульфидную серу. Определения железа и марганца мало надежны из-за легкости их окисления воздухом, а так-

же из-за возможного их поступления в воды при коррозии обсадных труб скважин. Анализ органических веществ в водах страдает рядом недостатков и нуждается в доработке. То же можно сказать и об определении азотсодержащих соединений в водах, хотя имеются и надежные методы их определения, но, к сожалению, слишком громоздкие.

При анализе брома следует отдавать предпочтение данным, полученным при его йодометрическом определении через окисление до бромата. Однако важны и условия перевода бромидов в броматы. В бикарбонатной среде часто наблюдается недоокисление бромида и более надежны результаты при окислении в присутствии однозамещенного фосфата натрия.

Надежно определяется йод при его окислении нитритом и экстракции четыреххлористым углеродом или хлороформом. Полноте экстракции мешает присутствие большого осадка нефтяных и гуминовых кислот, а точность титрования достигается только при отсутствии следов окислов азота. Для того чтобы они не мешали титрованию, к пробе после выделения йода следует добавлять мочевины, которая восстанавливает окислы азота до свободного азота.

Верность определения брома проверяется по отношению хлора к бромю. Обычно это отношение является постоянной величиной для данного региона и типа вод. В отношении йода такого критерия нет, хотя и отмечается постоянство его содержания в водах определенных типов исследуемой территории.

§ 3. ФОРМЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД

Химический состав природных вод принято изображать в весовой ионной, эквивалентной и процент-эквивалентной формах.

Весовая ионная форма — выражение состава воды в весовых количествах отдельных ионов. Содержание ионов в миллиграммах или граммах относят к объемной или весовой единице (обычно 100 см³, 1000 см³, 100 г, 1 кг).

Для пресных вод не представляет практической разницы к объемным или весовым единицам относить содержание ионов. Для рассолов эти величины уже разнятся и при переходе от выражения состава воды, отнесенного к единице объема, к составу воды, отнесенному к единице веса, приходится содержание отдельных ионов делить на плотность воды.

Для выражения содержания растворенных газов и некоторых веществ, находящихся в коллоидальном состоянии, весовая ионная форма не употребляется.

Эквивалентная форма изображения состава вод более точно учитывает химические свойства воды, позволяет контролировать результаты анализа и вычислять содержание ионов натрия и калия без прямого аналитического определения.

Ионы, находящиеся в растворе, реагируют между собой в определенных количествах, зависящих от веса и валентности ионов (в эквивалентных количествах). Для понимания этого процесса напомним, что эквивалентом (эквивалентным весом) иона называется частное от деления ионного веса на его валентность. Например, эквивалент иона Ca^{++} равен 20 (40 : 2), а эквивалент иона SO_4^{--} — 48 (96 : 2), следовательно 20 весовых единиц иона Ca^{++} соответствуют 48 весовым единицам иона SO_4^{--} .

Весовую ионную форму переводят в эквивалентную путем деления величин содержания ионов, выраженных в миллиграммах или граммах, на величину эквивалента иона. Можно содержание иона в весовой форме умножить на коэффициент реакции, являющийся обратной величиной эквивалента данного иона (табл. 1).

Т а б л и ц а 1
Эквиваленты и коэффициенты реакции
основных ионов

Ион	Эквивалент	Коэффициент реакции
Ca^{++}	20,0	0,050
Mg^{++}	12,2	0,0820
Na^{+}	23,0	0,0435
K^{+}	39,1	0,0256
Cl^{-}	35,5	0,0282
SO_4^{--}	48,0	0,0208
HCO_3^{-}	61,0	0,0164
CO_3^{--}	30,5	0,0328

Наличие перед химическим символом иона буквы r (например, $r\text{Na}^{+}$, $r\text{Cl}^{-}$ и т. д.) означает, что содержание данного элемента выражено в эквивалентной форме.

Если анионы и катионы даны в эквивалентной форме, то по принципу электронейтральности растворов сумма анионов (Σr_a) всегда должна быть равна сумме катионов (Σr_k):

$$\Sigma r_a = \Sigma r_k.$$

Используя это равенство, можно определить содержание одного из шести ионов, если известны пять других. В частности, так определяется содержание Na^{+} :

$$r\text{Na}^{+} = (r\text{Cl}^{-} + r\text{HCO}_3^{-} + r\text{SO}_4^{--}) - (r\text{Ca}^{++} + r\text{Mg}^{++}).$$

Остальными ионами, кроме главных, пренебрегают, поскольку их содержание незначительно.

Для определения содержания Na^{+} в весовой ионной форме полученную величину $r\text{Na}^{+}$ умножают на его эквивалент.

Процент-эквивалентная форма является модификацией эквивалентной формы. Она показывает относительную долю каждого иона в общей сумме растворенных ионов. Общая сумма всех ионов, взятых в эквивалентной форме, приравнивается 100%, а сумма катионов, равная сумме анионов, составляет 50%. Иногда за 100% принимается сумма катионов, равная сумме анионов, тогда общее содержание ионов составляет 200%.

Содержание каждого иона, выраженное в процентах от суммы всех ионов, дает процент-эквивалентную форму изображения ионно-солевого состава воды.

Итак, составив пропорции, где сумма всех ионов в эквивалентной форме равна 100%, находят процентное содержание последовательно всех ионов:

$$\Sigma (a + k) = 100\%$$

$$i = x\%$$

где $\Sigma (a+k)$ — сумма анионов и катионов в эквивалентной форме; i — содержание искомого иона в эквивалентной форме; x — содержание искомого иона в процент-эквивалентной форме.

Поскольку процент-эквивалентная форма не учитывает степень минерализации воды, это позволяет сравнивать химический состав вод с различной величиной минерализации.

Результаты химического анализа природных вод, изображенные в весовой ионной, эквивалентной и процент-эквивалентной формах, обычно сводятся в таблицы (табл. 2, пример записи единич-

Т а б л и ц а 2

Химический состав воды

Плотность $\rho_4^{20} = 1,025 \text{ г/см}^3$

Температура $t^\circ = 35^\circ \text{ C}$, pH=6,5

Газонасыщенность $G = 150 \text{ см}^3/\text{л}$

Ион	Содержание на 100 г		
	мг	мг-экв	%-экв
Cl'	3223,4	90,8	48,7
SO ₄ '	96,0	2,0	1,1
HCO ₃ '	30,5	0,5	0,2
Na ⁺	1161,5	50,5	27,1
Mg ⁺⁺	148,8	12,2	6,5
Ca ⁺⁺	612,0	30,6	16,4
Сумма ионов	5272,2	186,6	100,0

ного химического анализа воды). Обязательны указание даты и условий отбора пробы воды, плотность, температура, pH.

Если в графе, соответствующей содержанию натрия в весовой форме, стоит прочерк, то это указывает на отсутствие прямого определения этого иона. Число миллиграмм-эквивалентов натрия в этом случае определяется по разности сумм анионов и катионов. Весовое содержание натрия находится путем умножения числа его миллиграмм-эквивалентов на его эквивалент.

В нефтяной гидрогеологической практике анализы вод также выражают в трех рассмотренных выше формах. Кроме того, для краткого изображения химического состава вод пользуются формулой М. Г. Курлова, представляющей собой ложную дробь, в числителе которой указывают содержание анионов, а в знаменателе — содержание катионов в процент-эквивалентной форме. Ионы записывают по убывающим величинам; ионы, содержащиеся в количестве менее 1%-экв, не указывают. Перед дробью перечисляют основные компоненты состава растворенных газов и величину минерализации в граммах на литр. За дробью проставляют температуру.

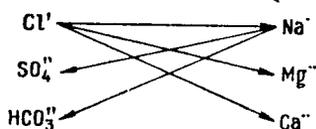
Формула Курлова для химического анализа воды (табл. 2) будет иметь следующий вид:

$$M_{53} \frac{(Cl)_{49}}{(Na)_{27} (Ca)_{16} (Mg)_6} T = 35^\circ C.$$

Для оценки нефтяных вод применяют характеристики Пальмера, определяющие воды по содержанию в них тех или иных групп солей. Последние сочетаются из ионов по правилу Фрезениуса, утверждающему, что ионы соединяются между собой в порядке уменьшения химической активности. Последовательность степени активности основных ионов такова: анионы — Cl' , SO_4'' , HCO_3'' ; катионы — Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} .

Ионы Br' , I' располагаются за ионом Cl' ; ионы H^+ , Fe^{+++} , Al^{+++} — после иона Ca^{++} ; ион HS' — после HCO_3'' ; ион K^+ — перед Na^+ ; ион NH_4^+ — после Na^+ .

В соответствии с правилом Фрезениуса ион Cl' соединяется с ионом Na^+ ; при избытке хлора его остаток затем соединяется с магнием, а в случае преобладания над последним и с кальцием; при избытке же натрия остаток последнего соединяется с сульфат-ионом. Если натрий преобладает над сульфатом, первый соединяется и с гидрокарбонатом



Пальмер выделяет шесть солевых характеристик, из которых основное значение имеют: первая соленость (S_1), вторая соленость (S_2), первая щелочность (A_1) и вторая щелочность (A_2)

Первая соленость объединяет соли оснований и сильных кислот. В природных водах это хлориды и сульфаты натрия. Вторая соленость — соли щелочноземельных металлов и сильных кислот. Это хлориды и сульфаты кальция и магния, определяющие постоянную жесткость воды.

Первая щелочность объединяет соли щелочных металлов и слабых кислот. В природных водах это NaHCO_3 . При наличии соды вода имеет щелочную реакцию. Согласно правилу Фрезениуса наличие первой щелочности исключает возможность нахождения в той же воде второй солености. Если есть S_2 , воду относят к жестким, если есть A_1 — к щелочным. Вторая щелочность — соли щелочноземельных металлов и слабых кислот (гидрокарбонаты кальция и магния), т. е. устранимая жесткость.

Помимо этих основных характеристик, по Пальмеру выделяют еще третью соленость (S_3) и третью щелочность (A_3), однако соли, их представляющие, редко встречаются в природных водах. Третья соленость получается при комбинировании сильных кислот с ионами трехвалентных металлов. К ней относятся хлориды и сульфаты железа, алюминия, свободные соляная и серная кислоты. Присутствие третьей солености определяет кислотные свойства воды. Под третьей щелочностью понимают соединения слабых кислот с трехвалентными катионами.

Характеристики Пальмера вычисляют в процент-эквивалентной форме. Расчет производят следующим образом.

При наличии неравенства

$$(r\text{Cl}' + r\text{SO}_4'') > r\text{Na}\cdot,$$

$$S_1 = 2r\text{Na}\cdot; \quad A_1 = 0; \quad S_2 = 2(r\text{Cl}' + r\text{SO}_4'' - r\text{Na}\cdot);$$

$$A_2 = 2[(r\text{Na}\cdot + r\text{Ca}\cdot\cdot + r\text{Mg}\cdot\cdot) - (r\text{Cl}' - r\text{SO}_4'')] = 2r\text{HCO}_3''.$$

Если же

$$(r\text{Cl}' + r\text{SO}_4'') < r\text{Na}\cdot,$$

$$S_1 = 2(r\text{Cl}' + r\text{SO}_4''); \quad A_1 = 2[r\text{Na}\cdot - (r\text{Cl}' - r\text{SO}_4'')];$$

$$S_2 = 0; \quad A_2 = 2[(r\text{Na}\cdot + r\text{Ca}\cdot\cdot + r\text{Mg}\cdot\cdot) - (r\text{Cl}' - r\text{SO}_4'')].$$

Изображение состава вод при помощи характеристик Пальмера основывалось на признании молекулярной формы существования солей в природных водах. Ввиду того, что в пресных и мало-минерализованных водах соли находятся в виде диссоциированных ионов, применение характеристик Пальмера для них неправомерно.

Кроме того, характеристики Пальмера не отражают геохимических различий между хлоридами и сульфатами, объединенными в группу сильных кислот. Однако возможность с помощью характеристик Пальмера отражать такие свойства вод, как щелочность, жесткость, кислотность, заставляет пользоваться ими наряду с другими видами изображения состава вод.

Характеристики Пальмера легко вычисляются с помощью графических изображений (график Роджерса).

Графические методы изображения состава вод широко применяются в целях наглядного сравнения состава различных вод, а также на картах и разрезах.

График Роджерса (рис. 19) представляет собой три прямоугольника. В двух крайних расположены ионы в порядке убывания их химической активности — левый прямоугольник соответствует суммарному содержанию анионов, правый — катионов. Высота прямоугольников равна 50%-экв. Средний прямоугольник отображает характеристики Пальмера. Его высота соответствует 100%-экв. График Роджерса изображает состав вод в процент-эквивалентной форме и позволяет быстро определять характеристики Пальмера.

График-круг Толстихина также предназначен для изображения состава отдельных проб воды в процент-эквивалентах (рис. 20).

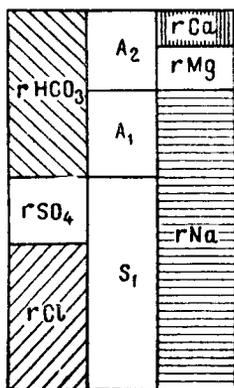


Рис. 19. График Роджерса.

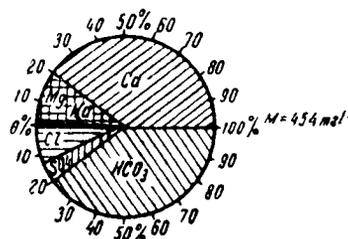


Рис. 20. График-круг Толстихина.

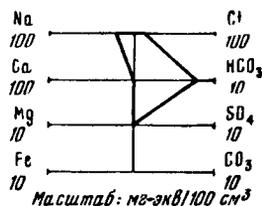
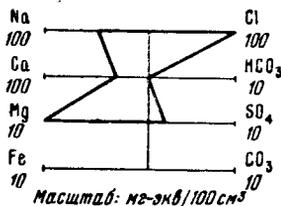


Рис. 21. График-узор Стиффа.

Минерализация воды обычно соответствует радиусу круга, взятому в определенном масштабе. Этот график удобен для нанесения анализов единичных проб вод на карты. С помощью графика-круга можно изображать также и состав растворенных и свободных газов.

Метод «узоров», предложенный Стиффом, заключается в том, что содержание главных ионов (в миллиграмм-эквивалентной форме) откладывается в определенном масштабе от общей оси. Концы отрезков, соединенные ломаной линией, образуют узор (рис. 21).

Полулогарифмическая диаграмма Шеллера (рис. 22) представляет собой график, на котором по оси абсцисс отложены ионы, а по оси ординат — их содержание в миллиграмм-эквивалентах (в полулогарифмическом масштабе).

Удобство заключается в том, что на одну диаграмму наносится ряд анализов вод, что позволяет сравнивать их между собой.

Любая гидрохимическая карта также, по сути дела, представляет собой графическое изображение химического состава вод.

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД ПО СОДЕРЖАНИЮ В НИХ СОЛЕЙ И ГАЗОВ

Ввиду большого количества имеющихся классификаций природных вод мы рассмотрим только те, которые помогают понять принципы построения современных классификаций. Из числа современных остановимся на классификациях, получивших наибольшее признание в нефтяной гидрогеологии.

Ряд классификаций природных вод базируется на ионно-солевом составе, выраженном в процент-эквивалентной форме. В классификации, предложенной С. А. Щукаревым, применен принцип преобладания одного или нескольких из трех главных анионов и одного или нескольких из трех главных катионов, содержащихся в количестве более 12,5 %-экв. Воды по преобладающему аниону называются хлоридными, гидрокарбонатнохлоридными, хлоридносульфатногидрокарбонатными, а по преобладающим катионам натриевыми, натриево-

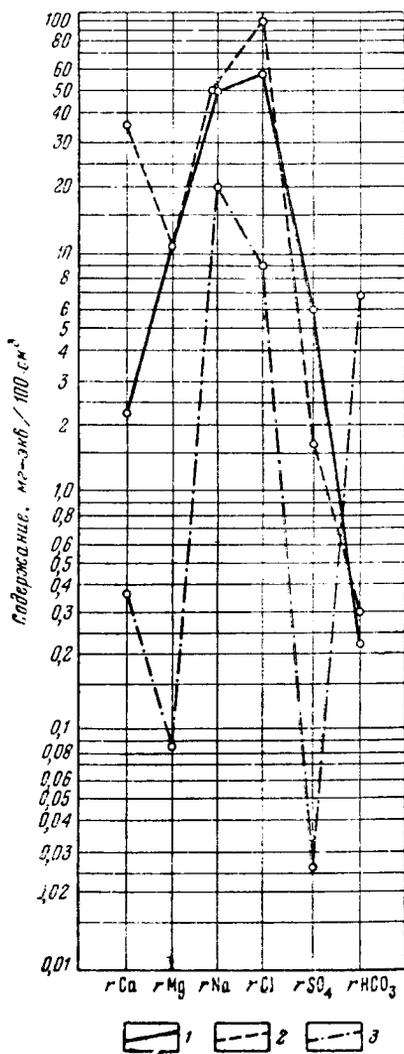


Рис. 22. Диаграмма Шеллера. Воды: 1 — морская; 2 — жесткая; 3 — щелочная.

кальциевыми, натриевомагневокальциевыми и т. п. Последовательные комбинации типов вод по преобладающим анионам с типами вод по преобладающим катионам позволяют выделить 49 классов вод. Основным недостатком данной классификации является формальный подход к выделению классов, кроме того, большое число классов делает практически невозможным запоминание их номеров.

По классификации О. А. Алекина (рис. 23), используемой для подразделения поверхностных вод, последние делятся на три клас-

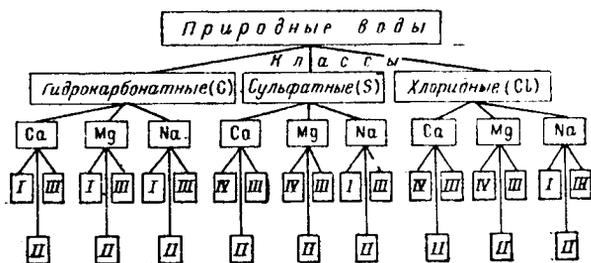


Рис. 23. Схема классификации природных вод. По О. А. Алекину.

са по преобладающему аниону: гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные. Внутри каждого класса выделяются группы по преобладающему катиону — кальциевые, магниевые, натриевые. В свою очередь группа делится на три типа по характерным соотношениям между ионами. Типы характеризуются следующими соотношениями:

первый

$$r \text{HCO}_3^- > (r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+});$$

второй

$$r \text{HCO}_3^- < (r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+}) < (r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-});$$

третий

$$(r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-}) < (r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+}).$$

Четвертый тип характеризуется отсутствием HCO_3^- — воды этого типа кислые и наблюдаются лишь в кальциевых и магниевых группах сульфатного и хлоридного классов, где отсутствует первый тип.

Первой классификацией буровых вод была классификация Ч. Пальмера (табл. 3), основанная на солевых характеристиках и соотношениях между ними, по которым все воды подразделяются на пять классов.

Второй и четвертый классы в природе практически не встречаются. Таким образом, все воды подразделяются только на три класса. Недостатками этой классификации являются: слишком об-

Классификация вод по Ч. Пальмеру

Класс	Соотношение ионов	Характеристики Пальмера	Примечание
1	$r \text{Na}^+ > (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$	$A_1 > 0; S_2 = 0; S_3 = 0$	Щелочные («мягкие») воды
2	$r \text{Na}^+ = (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$	$A_1 = 0; S_2 = 0; S_3 = 0$	Практически не встречаются
3	$r \text{Na}^+ < (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$	$A_1 = 0; S_2 > 0; S_3 = 0$	«Жесткие» воды
4, а	$(r \text{Na}^+ + r \text{Ca}^{++} + r \text{Mg}^{++}) > (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$		Практически не встречаются
4, б	$(r \text{Na}^+ + r \text{Ca}^{++} + r \text{Mg}^{++}) = (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$	$A_1 = 0; A_2 = 0; S_3 = 0$	
5	$(r \text{Na}^+ + r \text{Ca}^{++} + r \text{Mg}^{++}) < (r \text{Cl}' + r \text{SO}_4'')$	$A_1 = 0; A_1 = 0; S_3 > 0$	Кислые воды

щее выделение только трех классов, отсутствие величин количественного содержания различных ионов, некоторая условность при комбинировании ионов в различные солевые характеристики.

Элементы классификации Пальмера использованы в классификации Сулина (табл. 4), получившей всеобщее признание среди нефтяников. В. А. Сулин подразделяет природные воды на четыре типа по характерным соотношениям между главными ионами. Типы в свою очередь подразделяются на группы и подгруппы по признаку преобладания того или иного аниона и катиона. В основу классификации положены три основных коэффициента (в %-экв):

$$\frac{r \text{Na}^+}{r \text{Cl}'}; \quad \frac{r \text{Na} - r \text{Cl}}{r \text{SO}_4}; \quad \frac{r \text{Cl} - r \text{Na}}{r \text{Mg}}$$

Пользуясь этими коэффициентами, выделяют четыре «генетических» типа вод. В. А. Сулин назвал эти типы «генетическими» потому, что они приблизительно отвечают основным природным обстановкам их формирования и нахождения в недрах.

Графическое изображение классификации (рис. 24) представляет собой два сопряженных квадрата, по сторонам которых откладываются величины числителей и знаменателей «генетических» ко-

Таблица 4

Классификация вод по В. А. Сулину

Тип вод по В. А. Сулину	Коэффициенты		
	$\frac{r \text{Na}^+}{r \text{Cl}'}$	$\frac{r \text{Na} - r \text{Cl}}{r \text{SO}_4}$	$\frac{r \text{Cl} - r \text{Na}}{r \text{Mg}}$
Гидрокарбонатнонатриевый	>1	>1	—
Сульфатнонатриевый	>1	<1	—
Хлоридномагнийевый	<1	—	<1
Хлориднокальциевый	<1	—	>1

эффицентов. Каждый тип на графике занимает треугольник, получаемый в результате деления квадрата диагональю. Каждый тип делится на три группы по преобладающему аниону. Таким образом, выделяются хлоридные, сульфатные и гидрокарбонатные группы.

Практика пользования классификацией Сулина показала, что при небольших отклонениях величин коэффициентов от единицы, т. е. в зонах перехода от одного типа к другому, воды следует относить к переходным типам. По преобладающему катиону группы

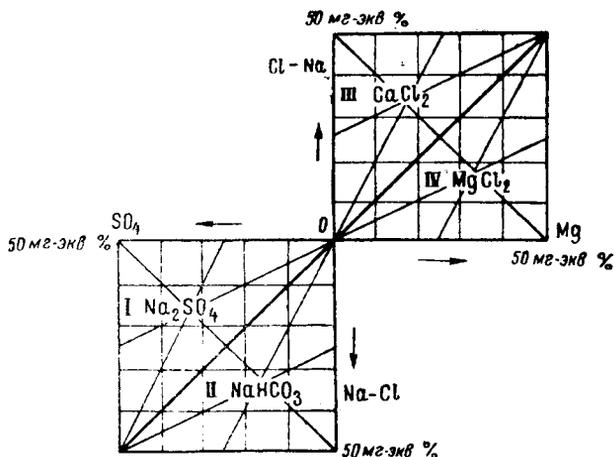


Рис. 24. Диаграмма природных вод. По В. А. Сулину.

делятся на подгруппы: натриевую, магниевую и кальциевую. Однако подгруппа выделяется только в том случае, если преобладающий катион дает основную солевую массу с преобладающим же анионом.

В основу описываемой классификации В. А. Сулиным была положена идея о возможности определения происхождения и обстановки существования воды по ее химическому составу. Он полагал, что химический состав вод определяется условиями их формирования в определенной природной обстановке, которых на земле можно выделить три: континентальную, морскую и подземную.

Признаком морской обстановки является наличие в водах солей, свойственных морю. Предполагалось, что эти соли типичны для слабо промытых осадочных пород. Характерным солевым соединением моря является хлорид магния, наиболее стабильный во времени. В связи с этим В. А. Сулин назвал морской тип воды хлоридномагниевым.

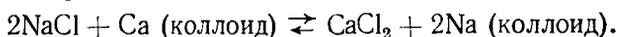
В процессе формирования химического состава подземных вод в условиях континента воды морского происхождения видоизме-

няются (метаморфизуются), и в солевом составе начинают преобладать сульфаты, сосредоточенные в гипсово-ангидритовых толщах.

Сравнительно плохая растворимость сульфатов кальция препятствует широкому развитию выщелачивания гипсов, но процессы катионного обмена, ведущие к замещению ионов кальция ионами натрия, способствуют появлению в водах хорошо растворимого сульфата натрия, являющегося представительным соединением континентальной фазы формирования химического состава вод. Именно для «гипсовой» фазы выщелачивания характерен сульфатнонатриевый тип вод.

В процессе дальнейшего промывания пород и расширения водообмена на смену сульфатнонатриевым водам приходят гидрокарбонатнонатриевые. Вместе с гидрокарбонатами магния и кальция в воды поступают и гидрокарбонаты натрия — продукт разрушения полевых шпатов. Эта фаза формирования состава вод названа «содовой», а тип воды, характерный для данной фазы, — гидрокарбонатнонатриевым.

В недрах при затрудненном водообмене процесс формирования состава вод характеризуется концентрацией хлоридов кальция, накапливающихся в результате реакции катионного обмена между хлоридами натрия вод и поглощенным катионом кальция



Хотя энергия поглощения у кальция выше, чем у натрия, и обычно реакция идет справа налево, при больших концентрациях в водах натрия происходит сдвиг равновесия вправо, в сторону адсорбции натрия и образования хлорида кальция. Так как последний является устойчивым компонентом глубинных вод, то и тип воды назван В. А. Сулиным хлориднокальциевым.

Достоинством этой классификации является ее детальность, кроме того, пользуясь ею, можно с определенной степенью достоверности определять обстановку формирования вод.

К недостаткам классификации следует отнести условность в названиях типов, образованных от названий солей, предположительно характерных для данного типа.

Наряду с классификациями природных вод по ионно-солевому составу предлагались и классификации по составу растворенных газов (например, классификация В. И. Вернадского). Однако чисто газовые классификации не получили распространения как из-за недостатка анализов, так и ввиду того, что состав растворенных газов довольно однообразен.

Примерно с 1950 года ряд исследователей при классификации вод стал учитывать наряду с ионно-солевым и газовый состав. В частности, А. М. Овчинников в 1954 г. предложил классификацию, построенную на сочетании принципов выделения природных обстановок существования природных вод по составу газов и подразделении вод внутри данной обстановки по преобладающим ионам. Классификация названа А. М. Овчинниковым «Гидрогео-

химической системой природных вод» и сопровождается схемой-графиком, состоящим из трех вертикально расположенных квадратов (рис. 25). Верхний квадрат характеризует воды с газами

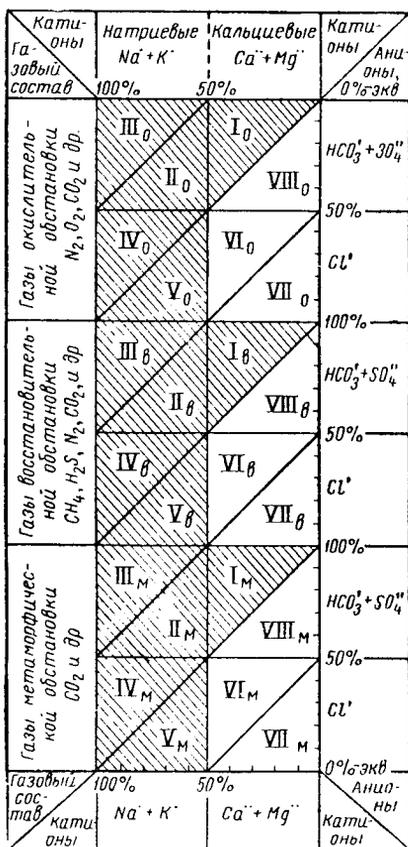


Рис. 25. Гидрохимическая система вод. По А. М. Овчинникову.

для глубинных и, в частности, нефтяных вод. Метаморфическая обстановка, отражающаяся в преобладании среди газов углекислоты, характерна для вод зон молодой вулканической деятельности.

§ 5. ЗОНАЛЬНОСТЬ И ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

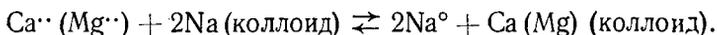
В природных условиях воды являются одним из самых подвижных компонентов. В зависимости от скорости их продвижения в горных породах выделяются три зоны: свободного водообмена, затрудненного водообмена и весьма затрудненного водообмена.

Движение вод по горным породам определяется количеством воды, поступающей в породы, проницаемостью последних и гидравлическим уклоном между областями питания и разгрузки. Наибольшее количество воды поступает в зону свободного водообмена в виде атмосферных осадков. Обычно эта зона связана с поверхностными горизонтами суши и включает в себя область распространения грунтовых вод и артезианских горизонтов сравнительно небольшой протяженности. Горизонты зоны затрудненного водообмена залегают глубже, на дневную поверхность они выходят небольшими участками. В них инфильтруется мало атмосферных осадков, а движение вод по породам значительно медленнее из-за меньших гидравлических уклонов. Наиболее глубоко залегающие горизонты включаются в зону весьма затрудненного водообмена. Они или вообще не выходят на дневную поверхность или их выходы отделены друг от друга тысячами километров, что резко ограничивает возможность поступления в эти отложения вод атмосферного происхождения. Указанные особенности строения земной коры определяют вертикальную гидрогеологическую зональность, характерную для большинства артезианских бассейнов суши. В артезианских бассейнах, ограниченных горными сооружениями значительной высоты, вертикальная зональность осложняется поясной. В горных областях выходят на дневную поверхность наиболее древние породы, залегающие на остальной площади артезианского бассейна на больших глубинах. Здесь обычно выпадает много атмосферных осадков и существует зона свободного водообмена почти по всей толще пород, слагающей данный артезианский бассейн. В большем или меньшем количестве воды из зоны свободного водообмена инфильтруются во все горизонты артезианского бассейна, и параллельно горным хребтам протягивается зона затрудненного водообмена также по всей толще пород. Иногда при больших гидравлических уклонах в древних породах или при хорошей их проницаемости зона затрудненного водообмена в глубоко залегающих горизонтах прослеживается на большей площади, чем в менее погруженных горизонтах. В этом случае проявляется гидрогеологическая инверсия, или нарушение нормальной вертикальной зональности, и зона весьма затрудненного водообмена меняется местами с зоной затрудненного водообмена.

Химический состав вод формируется в результате их взаимодействия с породами, атмосферой, органическим веществом и при различных физико-химических процессах в самих водах. Специфика в формировании солевого состава подземных вод положена в основу их гидрохимической зональности. Из-за трудности оценки подвижности подземных вод вместо гидрогеологической зональности используют гидрохимическую, хотя их не всегда можно отождествлять. Гидрохимическая зональность обусловлена всей геохимической историей подземных вод и вмещающих их пород, а не только скоростью движения вод по породам. Однако последняя ускоряет или замедляет течение процессов, приводящих к измене-

нию химического облика пород, и в этом отношении замена гидрогеологической зональности гидрохимической оправдана.

Из выделенных В. А. Сулиным трех природных обстановок формирования химического состава подземных вод континентальную и морскую обстановки можно отождествить с зоной свободного водообмена, подземную — с зонами затрудненного и весьма затрудненного водообмена. В континентальной обстановке величина испарения меньше количества атмосферных осадков. Здесь преобладают процессы, связанные с понижением минерализации подземных вод. В морской обстановке величина испарения превышает количество атмосферных осадков и здесь протекают процессы, связанные с концентрированием вод. Важную роль в формировании солевого состава вод играет обменное равновесие вод с породами:



При уменьшении минерализации вод это равновесие смещается вправо и завершается практически полным удалением натрия из обменного комплекса пород. При увеличении минерализации вод это равновесие смещается влево, что в конечном итоге приводит к полному вытеснению кальция и магния из пород и формированию натриевых глин. Показателем направления изменения обменного равновесия в большинстве случаев может быть отношение натрия к хлору $\left(\frac{\text{Na}^{\circ}}{\text{Cl}^{\circ}}\right)$. При снижении минерализации вод оно увеличивается и в определенных условиях становится больше 1, при концентрировании вод уменьшается. Поэтому его рассматривают как показатель происхождения вод. Если $\frac{r\text{Na}^{\circ}}{r\text{Cl}^{\circ}} > 1$, воды континентального происхождения, если меньше — морского. Безусловно, нельзя рассматривать единицу как абсолютную границу вод морского и континентального происхождения, но ее введение упрощает понимание процессов изменения вод в разных природных обстановках. Условным является и отличие континентальной обстановки от морской по соотношению испарения и выпадения осадков, однако для большинства районов суши это оправдано.

В зоне свободного водообмена суши запасы подземных вод непрерывно пополняются атмосферными осадками, содержащими только растворенные газы атмосферного происхождения. Породы, вмещающие воды, подвергаются интенсивному выщелачиванию при значительных скоростях движения по ним вод. Этот процесс протекает в условиях сравнительно низких температур при высоком содержании в водах растворенного кислорода и углекислого газа. Для этой зоны характерны минимальная минерализация вод и наиболее разнообразный их состав, определяемый климатическими условиями и типом выщелачиваемых пород. По климатическим условиям для грунтовых вод выделяется ряд зон с характерными особенностями их состава. В то же время и внутри каждой зоны

грунтовые воды существенно отличаются друг от друга в зависимости от характера выщелачиваемых ими пород.

Для осадочных пород выделяют три этапа их выщелачивания. На первом из пород в основном удаляются легко растворимые хлориды щелочных и щелочноземельных металлов, а также сульфат натрия. Обычно до выщелачивания пресными водами обменный комплекс глинистых пород обогащен натрием и при снижении минерализации насыщающих их вод обменное равновесие вод и пород смещается в сторону перехода кальция и магния из вод в породы. Поэтому относительная жесткость вод выщелачивания значительно меньше относительной жесткости поровых вод до выщелачивания. Обычно в водах выщелачивания отношение $\frac{rNa'}{rCl'}$ близко к 1.

После полного выщелачивания легко растворимых солей начинается второй этап, связанный с преимущественным выщелачиванием трудно растворимого гипса. При этом продолжается замена натрия обменного комплекса пород на кальций вод и отношение $\frac{rNa'}{rCl'}$ становится значительно больше 1. На последнем этапе после выщелачивания основного количества растворимых и трудно растворимых солей начинает преобладать растворение продуктов воздействия углекислого газа на карбонаты, полевые шпаты и другие алюмосиликаты. На этом этапе завершается вытеснение из обменного комплекса пород натрия и формируются воды с незначительной минерализацией, представленной преимущественно гидрокарбонатом кальция. Однако при наличии в породах натриевых полевых шпатов воды могут содержать бикарбонат натрия, в присутствии которого уменьшается растворимость бикарбоната кальция. Характерной чертой зоны свободного водообмена является замена натрия в породах кальцием и магнием, в связи с чем здесь преобладают воды с отношением $\frac{rNa'}{rCl'} > 1$. По классификации

В. А. Сулина воды этой зоны в подавляющем большинстве относятся к сульфатно-натриевому или гидрокарбонатнонатриевому типам. На основании этого В. А. Сулин утверждал, что данные типы вод характеризуют континентальную обстановку.

Воды зоны свободного водообмена в основном рано или поздно попадают в моря и океаны. Вместе с водами выносятся и продукты разрушения вмещающих их пород в виде грубо- и тонкодисперсных суспензий и коллоидных частиц. В морях минерализация вод возрастает и из обменного комплекса привнесенных частиц пород часть кальция и магния заменяется натрием. Кальций, попадая в воды, образует нерастворимый карбонат кальция и плохо растворимый сульфат кальция (гипс). В морской воде остаются ионы хлора, сульфата, натрия и магния, отношение $\frac{rNa'}{rCl'}$ становится меньше единицы и формируется хлоридномагниевого типа вод.

Частицы пород, привнесенные в море пресными водами, гидрохимические осадки карбоната и сульфата кальция, а также органические остатки постепенно оседают на дно морей, образуя основу будущих осадочных пород. С осадками захороняется и морская вода. При литификации осадка возникает иная обстановка, обуславливающая дальнейшее изменение вод, насыщающих эти породы. Главными признаками подземной обстановки формирования химического состава вод являются увеличение минерализации пластовых вод седиментационного происхождения и смена окислительной обстановки на восстановительную.

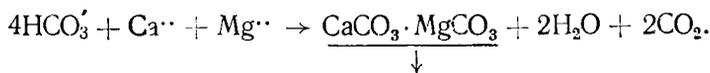
Минерализация вод на первой стадии формирования осадочных пород увеличивается при выжимании седиментационной воды из глин. Глины задерживают растворенные соли, и отжимаемая вода имеет меньшую минерализацию, чем остающаяся в глинах. При увеличении минерализации вод из них переходит в породы дополнительное количество натрия, а воды обогащаются кальцием и магнием. Обогащение обменного комплекса натрием увеличивает гидратацию глин, что также способствует увеличению минерализации вод. По мере погружения осадочных пород и возрастания температуры начинает увеличиваться минерализация вод за счет подземного испарения. В водах с более высокой температурой упругость водяных паров выше, что способствует перемещению молекул воды от нагретых участков к холодным. Скорость такого движения пропорциональна геотермическому градиенту.

Увеличение минерализации способствует увеличению относительной жесткости вод и уменьшению отношения $\frac{r_{Na'}}{r_{Cl'}}$. При этом в обменном комплексе пород катионы щелочноземельных металлов почти полностью заменяются натрием.

Причиной изменения состава вод седиментационного происхождения может быть и смена окислительной обстановки на восстановительную. В условиях восстановительной среды за счет взаимодействия органического вещества захороненных пород с сульфатами вод начинается микробиологическое восстановление последних. В первую очередь восстанавливается сульфат натрия по реакции:



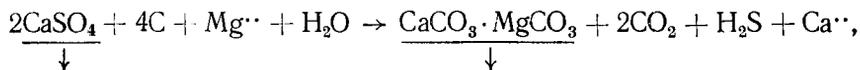
Образующийся бикарбонат натрия вступает во взаимодействие с ионами кальция и магния:



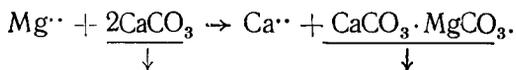
В результате уменьшается относительная жесткость вод. Если этот процесс протекает на первой стадии захоронения осадочных пород, то возможен переход хлоридномагневых морских вод в гидрокарбонатнонатриевые. Однако в условиях увеличения минерализации

и непрерывного поступления в воды ионов кальция и магния гидрокарбонатнонатриевый тип вод является неустойчивым.

После завершения восстановления растворенных сульфатов начинается восстановление гипсов пород по реакции:

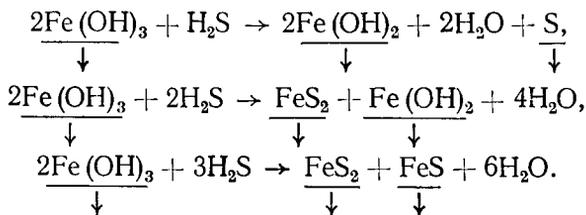


т. е. при восстановлении гипса из вод удаляется магний и его место занимает кальций. Таким образом, рост минерализации морской воды в восстановительных условиях приводит к формированию хлориднокальциевого типа вод, по В. А. Сулину характерного для подземной обстановки. Обычно по мере увеличения глубины залегания хлоридно-кальциевых вод в них увеличивается отношение $\frac{r\text{Ca}^{\cdot\cdot}}{r\text{Mg}^{\cdot\cdot}}$. Отчасти это обусловлено прочной связью ионов кальция с глинами, из-за чего натрий сначала вытесняет из глин магний, а затем кальций, отчасти переходом магния в доломит при восстановлении сульфатов вод и пород. Кроме того, возможна и непосредственная замена кальция магнием в карбонатных породах по реакции:



Возможно вхождение магния в кристаллическую решетку глин, которые при погружении пород, росте температуры недр и формировании натровых глин не остаются неизменными, а переходят в другие формы, соответствующие изменившимся условиям.

Сероводород, образующийся при восстановлении сульфатов, может оставаться в растворенном состоянии в воде, но чаще удаляется из вод в основном из-за его взаимодействия с гидроокисью железа по реакциям:

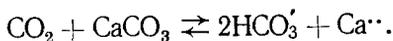


Сероводород может также взаимодействовать с рассеянным органическим веществом, замещая кислород в сложных кислородсодержащих соединениях.

После окончания седиментационного этапа наступает инфильтрационный. Воды из зоны свободного водообмена внедряются в пласты-коллекторы, заполненные седиментационными водами, и вытесняют их частично или полностью. В осадочных породах ми-

нерализация инфильтрационных вод увеличивается в результате физико-химических процессов. Инфильтрационные воды, попадая в пласт, смешиваются с седиментационными. Ввиду значительной разницы осмотических давлений между водами глин и пластов-коллекторов наблюдается переход части воды в глины. В результате при внедрении в пласты-коллекторы инфильтрационных вод происходит снижение минерализации воды в глинах, что смещает обменное равновесие вод с породами в сторону перехода натрия из пород в воды. Кислород, содержащийся в инфильтрационных водах, частично расходуется на окисление сернистых соединений, и воды обогащаются сульфатами. На первой стадии, пока окислительная способность инфильтрационных вод велика, формируются сульфатнатриевые воды, отличающиеся от аналогичных вод зоны свободного водообмена повышенным содержанием хлорида натрия. По мере продвижения вод по осадочным породам растворенный в них кислород расходуется на различные окислительные процессы и окислительная обстановка заменяется восстановительной. Сульфаты в водах восстанавливаются и заменяются бикарбонатами, уменьшается в еще большей степени содержание кальция и магния и формируются гидрокарбонатнатриевые воды. Обычно их минерализация в пластовых условиях не превышает 500 мг-экв/л, содержание бикарбонатов превышает суммарное содержание кальция и магния, а отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} > 1$.

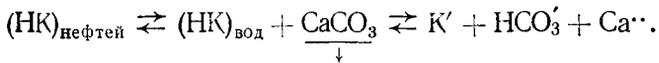
Такие воды могут формироваться в условиях восстановительной обстановки не только из инфильтрационных вод. На последней стадии выжимания воды из глин, когда из них полностью удалена свободная высоко минерализованная вода, начинают отжиматься мало минерализованные связанные воды, что снижает минерализацию гравитационных вод, смещает обменное равновесие вод с породами в сторону перехода в воды натрия пород и приводит к формированию гидрокарбонатнатриевых вод в наиболее погруженных пластах бассейна седиментации. Разбавление хлоридно-кальциевых вод может протекать и при поступлении в породы эндогенных вод. Это также вызывает переход в воды натрия пород и приводит к формированию гидрокарбонатнатриевых вод. Во всех этих случаях непременным условием является наличие в водах растворенного углекислого газа. При снижении минерализации и удалении из вод в породы кальция и магния углекислота растворяет карбонаты пород по реакции:



Поступающий в воды кальций также переходит в обменный комплекс пород, а его место замещает натрий.

В зоне контакта с нефтями, содержащими нафтеновые кислоты, гидрокарбонатнатриевые воды могут формироваться из

хлориднокальциевых при переходе в них нафтеновых кислот с последующим растворением ими карбонатов пород по реакциям:



Повышение содержания кальция в водах нарушает обменное равновесие с породами и кальций вод замещается натрием пород. В результате в зоне контакта вод с нефтями формируются гидрокарбонатнатриевые воды, минерализация которых может значительно превосходить минерализацию обычных гидрокарбонатнатриевых вод. Если хлориднокальциевые рассолы, контактирующие с нефтью, имеют очень высокую минерализацию, то нафтеновые кислоты не переходят в воды и образуются плохо растворимые нафтены кальция без какого-либо растворения карбонатов пород.

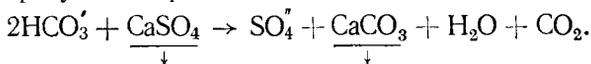
Несмотря на многочисленные пути формирования вод гидрокарбонатнатриевого типа, среди них преобладают воды инфильтрационного происхождения. После окончания инфильтрационного этапа завершается гидрогеологический цикл и начинается новый с седиментационного этапа. Прекращается внедрение в осадочные породы инфильтрационных вод и вновь проявляется действие механизмов повышения минерализации вод в породах. Гидрокарбонатнатриевые и сульфатнатриевые воды при повышении их минерализации метаморфизуются сначала в хлоридномагниевоы, а затем в хлориднокальциевые за счет смещения обменного равновесия с породами в сторону перехода в них натрия и его замены в водах кальцием и магнием. Из инфильтрационных вод формируются «возрожденные» и седиментационные воды, почти не отличающиеся от первично седиментационных, если не считать их некоторого обеднения микроэлементами, особенно йодом и бором.

Рассмотрение закономерностей формирования химического состава подземных вод показывает, что хлориднокальциевый и гидрокарбонатнатриевый типы наиболее характерны для зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена с восстановительной обстановкой недр, а хлоридномагниевоый и сульфатнатриевый типы обычны для зон с окислительной обстановкой, причем первый приурочен к морской, а второй — к континентальной обстановке. Попадая из окислительной обстановки в восстановительную, хлоридномагниевоы воды метаморфизуются в хлориднокальциевые, а сульфатнатриевые в гидрокарбонатнатриевые. Процессы образования нефти, формирования и сохранения ее залежей требуют восстановительных условий и поэтому хлориднокальциевые и гидрокарбонатнатриевые воды можно рассматривать как благоприятный признак возможности существования в недрах данного района залежей нефти и газа. Эту мысль высказал В. А. Сулиш.

Однако данное положение нельзя трактовать в том смысле, что типы вод являются абсолютными показателями обстановки их существования в недрах. В зоне контакта хлориднокальциевых вод с гидрокарбонатнатриевыми, где они смешиваются, а также при взаимных переходах хлориднокальциевых вод в гидрокарбо-

натриевые в качестве промежуточного типа формируются хлоридномagneвые воды, генетически не связанные с морской водой. От последней они обычно отличаются отсутствием сульфатов, большей минерализацией и значительным содержанием микроэлементов. Следовательно, в этом случае хлоридномagneвый тип вод нельзя рассматривать как показатель окислительной обстановки.

В случае наличия в недрах гипсо-ангидритовых пропластков гидрокарбонатномagneвые воды могут переходить в сульфатномagneвые в результате реакции:



Такие сульфатномagneвые воды в ряде случаев контактируют с нефтью (Грозный, Челекен) и не могут рассматриваться как показатель окислительной обстановки. В зоне их смешивания с хлориднокальциевыми рассолами формируются хлоридномagneвые воды, очень близкие к морской воде по содержанию основных анионов и катионов и отличающиеся от нее только повышенным содержанием микроэлементов. Эти воды также генетически не связаны с морской водой и не характеризуют окислительной обстановки. Примером формирования вод в явно окислительной обстановке является образование гидрокарбонатномagneвых вод за счет разрушения полевых шпатов в зоне свободного водообмена. В континентальных условиях могут образовываться и хлоридномagneвые рассолы. В сильно засушливых районах, где испарение намного превышает количество выпадающих осадков, в открытых водоемах протекает интенсивное концентрирование вод разного происхождения. В связи с этим роль обменного комплекса придонных отложений в формировании состава вод таких водоемов незначительна и ограничивается образованием маломощных пропластков гипса при замене кальция пород натрием вод с последующим осаждением труднорастворимого сульфата кальция. В таких водоемах состав поступающих вод сохраняется почти без изменений, которые начинаются только в процессе отложения твердых солей. Если водоем питается водами континента, происходит образование сульфатных и содовых озер, в которых могут отлагаться сульфат и карбонат натрия. Если водоем питается морской водой, в нем может осаждаться поваренная соль. Пластовые залежи поваренной соли прослеживаются на огромных территориях и достигают мощности многих сотен метров. Это обусловлено значительно большим распространением в природе морских вод по сравнению с континентальными.

В процессе осаждения из вод натриевых солей уменьшается величина отношения $\frac{r_{\text{Na}'}}{r_{\text{Cl}'}}$ из-за уменьшения доли натрия среди катионов, содержащихся в водах. При осаждении поваренной соли в рапе концентрируется хлористый магний и на последних этапах этого процесса величина отношения $\frac{r_{\text{Na}'}}{r_{\text{Cl}'}}$ уменьшается до 0,1—

0,2. Обычно на этой стадии минерализация вод достигает 18 000 мг-экв/л и начинается садка карналлита ($KCl \cdot MgCl_2 \times 6 H_2O$), характеризующая завершающий этап концентрирования морской воды.

При благоприятных условиях карналлит захороняется вместе с рапой обычно под толщей осадочных пород континентального происхождения. В подземных условиях начинается восстановление гипса с образованием доломита и заменой магния вод кальцием, что приводит к формированию высоко минерализованных хлориднокальциевых рассолов. Обычно эти рассолы находятся в верхней части галогенной толщи, в отдельных изолированных друг от друга линзах. В последних из-за пластичности галита давление часто приближается к геостатическому и существует тенденция к выжиманию рассолов в вышележащие осадочные породы. В отжатых рассолах в новой обстановке существования продолжается замена магния кальцием, а из обменного комплекса пород вытесняется натрий, заменяясь кальцием и магнием. В результате формируются хлориднокальциевые рассолы, которые, по схеме В. А. Сулина, можно рассматривать как глубоко метаморфизованные хлориднокальциевые воды. В качестве отличительного признака можно использовать хлор-бромный коэффициент. В обычных хлориднокальциевых водах он такой же, как и у морской воды, а в рассолах, образовавшихся из рапы, значительно ниже, так как при осаждении поваренной соли он уменьшается как и отношение натрия к хлору.

С галогенными осадками связан еще один путь формирования хлориднокальциевых рассолов. Поваренная соль в седиментационных хлориднокальциевых рассолах почти не растворяется, так как они близки к насыщению и их растворяющая способность мала. Во время инфильтрационных этапов при внедрении в осадочные породы инфильтрационных вод возможна интенсификация растворения поваренной соли с образованием концентрированных растворов, в которых отношение $\frac{rNa}{rCl}$ близко к единице. По мере продвижения этих растворов по осадочным породам происходит формирование хлориднокальциевых рассолов в результате замены натрия вод кальцием и магнием пород. В отличие от аналогичных рассолов седиментационного происхождения эти воды характеризуются повышенным значением хлор-бромного коэффициента, так как твердая поваренная соль содержит мало солей брома.

Из изложенного следует, что эквивалентный химический состав подземных вод может формироваться различными путями и характеризовать различные геохимические обстановки. Поэтому для определения последних недостаточно знать их гидрохимические показатели, а необходимо изучать геохимические особенности пород, вмещающих воды, и палеогидрогеологию района.

Глава III

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД ГАЗОВЫХ И НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Только два полезных ископаемых нашей планеты находятся в жидкой фазе. Это вода и нефть. В этих флюидах в растворенном состоянии содержатся и углеводородные газы, при благоприятных условиях выделяющиеся в свободную фазу и образующие залежи природных газов. Процессы образования нефти и газа, формирования и разрушения их залежей происходят в породах, насыщенных водами. Этим обусловлен своеобразный симбиоз углеводородов и воды в природе.

Специфика ионно-солевого состава вод нефтяных месторождений еще в начальный период их изучения не позволяла сопоставлять их с остальными подземными водами. Достаточно вспомнить, что Стерри Хент считал хлориднокальциевые воды, присущие ряду нефтяных месторождений, водами древних морских водоемов, характеризующимися иным распределением ионов, чем воды современного океана, а В. И. Вернадский в своей классификации природных вод выделил «семейство нефтяных вод».

Дальнейшее развитие теории и практики нефтяной гидрогеологии привело ученых к единому мнению о том, что нефтяные воды родственны остальным подземным водам, а специфика их объясняется с одной стороны условиями залегания в хорошо изолированных пластах, что приводит к глубокой метаморфизации вод, и с другой стороны взаимодействием с углеводородами, что обуславливает привнос в них ряда веществ, присущих нефтям.

В промышленном деле воды нефтяных и газовых месторождений делятся на грунтовые, тектонические (жильные), остаточные (связанные), технические и пластовые напорные.

По условиям залегания тектонические воды, циркулирующие по тектоническим нарушениям в зонах нефтегазоносности, вызывают в ряде случаев появление обводнения при разработке залежей. Остаточные (связанные) воды насыщают субкапиллярные поры коллекторских толщ.

Техническими называют воды, попавшие в пласты в процессе проводки скважины, при ремонтных работах и т. д.

Пластовые воды являются основным видом вод месторождений углеводородов. В зависимости от расположения по отношению к залежам они подразделяются (рис. 26) на: 1) нижние краевые (контурные), находящиеся в тех же пластах, что и залежи, не полностью подстилающиеся водой и залегающие ниже залежи; 2) подошвенные, приуроченные к подошве залежей, полностью подстилающихся водой; 3) промежуточные, свойственные водоносным пропласткам и пластам внутри нефтегазонасного эксплуатационного объекта; 4) верхние краевые, встречающиеся очень редко над залежами в тех же пластах; 5) верхние, наблюдающиеся в водоносных пластах, расположенных выше нефтегазонасного пласта; 6) нижние, находящиеся в водоносных пластах, залегающих ниже нефтеносного пласта.

В газовых и газоконденсатных месторождениях наблюдаются маломинерализованные конденсационные воды, выделяющиеся из газа при перепаде давлений в процессе эксплуатации.

§ 1. ОБЩИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД ГАЗОВЫХ И НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ионно-солевой макросостав вод нефтяных и газовых месторождений аналогичен составу любых других глубинных вод. По классификации В. А. Сулина нефтяные воды относятся в основном к хлориднокальциевому и гидрокарбонатнонатриевому типам. Образование вод хлориднокальциевого типа происходит в условиях гидрогеологической закрытости и застойности, а формирование вод гидрокарбонатного типа обусловлено значительным воздействием углеводородов на ионно-солевой состав вод в процессе тех или иных биохимических реакций.

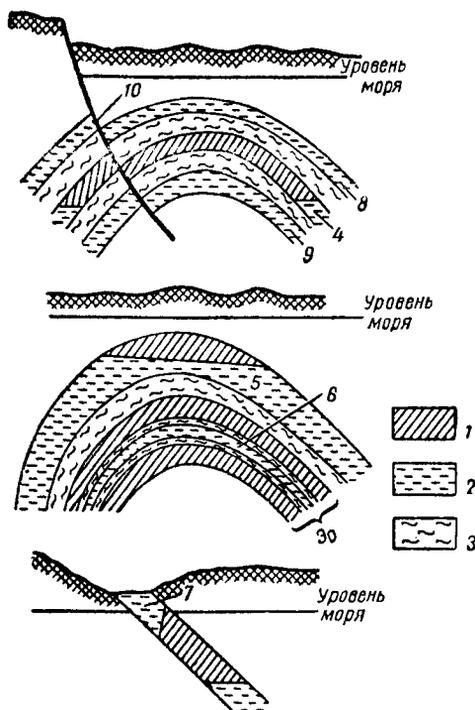


Рис. 26. Схема залегания вод на нефтегазовом месторождении. По М. А. Жданову и М. М. Максиму.

1 — нефть; 2 — вода; 3 — прослой глины. Воды: 4 — нижние краевые, 5 — подошвенные, 6 — промежуточные, 7 — верхние краевые, 8 — верхние, 9 — нижние, 10 — тектонические; Э₀ — эксплуатационный объект.

Отличительной особенностью вод нефтяных месторождений является их высокая минерализация при относительном обогащении хлоридами и бромидами, что обусловлено высокой гидрохимической закрытостью, способствующей интенсивным процессам метаморфизма. В литературе воды газовых и нефтяных месторождений часто подразделяют на щелочные (гидрокарбонатнонатриевые) и жесткие (хлориднокальциевые и хлоридномагниевые).

Щелочные воды весьма широко распространены в нефтяных месторождениях складчатых областей, но неизвестны на платформах. В. А. Сулин объяснял это обстоятельство загипсованностью разреза платформенных областей, препятствующей сохранению в водах соды.

Щелочные воды характерны для относительно менее закрытых структур, в которых происходит некоторый водообмен. Общая минерализация щелочных вод нефтегазоносных пластов обычно не превышает нескольких десятков грамм на литр.

Для щелочных вод характерны большие величины относительного содержания гидрокарбоната, сульфата и органических анионов. По абсолютному содержанию в этих водах преобладает гидрокарбонат-ион, но наряду с ним много и хлоридов.

Жесткие воды характерны для нефтяных месторождений как складчатых, так и платформенных областей.

Хлориднокальциевые воды залегают в гидрогеологически закрытых нефтяных пластах. Минерализация их значительно выше, чем щелочных вод, и может составлять сотни граммов на литр. В ионно-солевом составе этих вод среди анионов всегда преобладает хлор, а среди катионов натрий, изредка кальций.

Величины рН для хлориднокальциевых вод обычно находятся в пределах 4—6. Иногда в водах этого типа отмечаются хлориды железа, снижающие рН вод до 4,0—4,5 в результате гидролиза.

К жестким водам в нефтяных месторождениях относятся и воды хлоридномагниевого типа по классификации В. А. Сулина. Распространение их контролируется развитием доломитовых толщ в зонах затрудненного водообмена.

Воды сульфатнонатриевого типа по классификации В. А. Сулина встречаются в нефтяных залежах лишь в том случае, когда последние частично разрушены и приурочены к зоне свободного водообмена (месторождения Норю, Мирзаани в Грузии).

В отдельных случаях воды нефтяных месторождений могут быть маломинерализованными и даже пресными (месторождение Лакручес в Венесуэле). Общая гидрогеологическая обстановка, определяемая принадлежностью нефтяных вод к той или иной гидрохимической зоне, не исчерпывает всех особенностей ионно-солевого состава вод. Сосуществование нефти и воды в течение многих миллионов лет приводит к взаимопереходам отдельных химических компонентов как органического, так и неорганического происхождения. В нефтяных водах наряду с органическими веществами наблюдается ряд неорганических веществ.

§ 2. ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА И МИКРОКОМПОНЕНТЫ

Органические вещества в нефтяных водах наблюдаются в ионной, молекулярной и коллоидной формах. Содержание их обычно невелико, а состав сложен, чем и обусловлены трудности их изучения. Одним из показателей наличия в воде органических веществ является содержание в ней органического углерода ($C_{орг.}$) и органического азота. О наличии органического вещества судят и по его битумной части, растворимой в нейтральных растворителях — хлороформе, петролейном эфире и др. В последнее время определяют такие группы индивидуальных органических соединений, как органические кислоты (нафтеновые, гуминовые, жирные) и их соли (мыла), фенолы, ароматические углеводороды (в частности, бензол), а также различные эфиры и спирты.

В практике аналитических работ в водах нефтяных месторождений обычно определялись нафтеновые кислоты. Кислотные числа нафтеновых кислот, выделенных из вод, составляют преимущественно от 250 до 330, что указывает на наличие в них 10—15 атомов углерода. Эти нафтеновые кислоты характеризуются формулами от $C_9H_{17}COOH$ до $C_{14}H_{27}COOH$ (общая формула $C_nH_{2n-1}COOH$). По-видимому, среди кислот с числом атомов углерода 14 и 15 есть и бициклические нафтеновые кислоты с общей формулой $C_nH_{2n-3}COOH$. Отмечено также наличие в водах ионов и более низкомолекулярных нафтеновых кислот, характеризующихся кислотными числами 340—430. Такие кислоты имеют формулы от $C_6H_{11}COOH$ до $C_8H_{15}COOH$. Их ионы встречаются в водах, по-видимому, значительно реже.

Содержание нафтеновых кислот в нефтяных водах часто определяется десятками миллиграммов на литр, но известны и большие концентрации. В подземных водах, не связанных с углеводородами, фоновое содержание нафтеновых кислот не превышает нескольких миллиграммов на литр. Повышенными концентрациями нафтеновых кислот и их солей характеризуются щелочные воды. В жестких водах, содержащих много кальция, нафтенат-ионы выпадают в осадок из раствора в виде кальциевых мыл. Поэтому в жестких водах нефтяных месторождений содержание нафтенатов сравнительно незначительно.

Содержание органических веществ, растворенных в подземных водах, колеблется от 0,05 до 200 мг/л, т. е. в очень широких пределах. Содержание органического азота варьирует от 0,03 до 18,8 мг/л (месторождение Окарем).

Битумная часть растворенных органических веществ наиболее связана с нефтесодержанием. Повышенные концентрации водорастворенных битумов наблюдаются в нефтеносных пластах, причем максимумы содержаний отмечены в непосредственной близости от залежей нефти.

Фенолы были впервые обнаружены И. В. Гринбергом в нефтяных водах в 1947 г. Количественно их определили Е. А. Барс

и Т. И. Александрова в 1960 г. По данным этих исследователей содержание фенолов в нефтяных водах Ставрополя и Краснодарского края достигает 14—17 мг/л, однако обычно не превышает единиц, а то и десятых долей миллиграмма на литр. В водах, не связанных с нефтью, фенолы не встречены. По мнению Е. А. Барс, наибольшие концентрации фенола характерны для вод, контактирующих с залежами нефтей, обогащенных ароматикой.

Фенолы находятся в водах как в свободной форме, так и в виде соединений с металлами (главным образом, натрием) — фенолятов. Фенолы и феноляты хорошо растворимы в воде. Свободные фенолы установлены в щелочных и жестких водах, что увеличивает возможность использования их для оценки перспектив нефтегазоносности.

Бензол, представляющий собой один из ароматических углеводородов и входящий в состав многих нефтей, содержится исключительно в нефтяных водах в количестве нескольких десятков миллиграммов на литр.

Органические вещества, растворенные в водах, являются непременной составляющей нефтяных вод. Наряду с ними в водах нефтяных и газовых месторождений постоянно встречается, хотя и в меньших количествах, ряд неорганических веществ, таких как йод, бром, бор, аммоний, различные виды серы, сода. Происхождение их различно.

Йод содержится в водах в виде йодидов в крайне неравномерных концентрациях. В водах земной поверхности и грунтовых содержание его исчисляется тысячными и сотыми долями миллиграмма на литр, в морской воде — сотыми долями, в глубинных подземных водах — десятими долями и целыми величинами миллиграмма на литр. На фоне этих величин содержание йода в водах нефтяных и газовых месторождений представляется особенно высоким, достигая местами 200 мг/л и более.

Генетическая связь йода с органическим веществом определяется его поступлением из морской воды в клетчатку естественных концентраторов — водорослей, губок и кораллов. При их отмирании йод переходит в седиментационные воды, а частично остается в составе органических веществ, вместе с которыми (правда, пассивно) участвует в нефтеобразовании и, в конечном итоге, сопутствует скоплениям углеводородов. Йод в нефтях входит в состав сложных комплексных органических соединений, являясь комплексообразователем. Содержание йода повышено, по-видимому, не только в нефтях, но и в других природных органических веществах.

Бром содержится в природных водах в виде бромида натрия. Непосредственно с нефтью бром не связан. Высокие количества его указывают на большую степень метаморфизации природных вод, характерную для гидрогеологических обстановок, свойственных залежам нефти и газа. Высокие концентрации брома наблю-

даются как в нефтяных водах, так и в отдельных соляных озерах. Следует заметить, что во многих щелочных нефтяных водах содержание брома невелико.

При оценке содержания брома обычно пользуются величиной отношения $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$. В морской воде она составляет 292. В метаморфизованных рассолах (как подземных, так и поверхностных — озерных) величина $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} < 292$, иными словами, наблюдается относительное и абсолютное увеличение количества брома. В рассолах соленосных (хлоридных) отложений величина $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 292$. По величине этого отношения можно отличить рассолы соляных штоков от вод глубинной метаморфизации, не связанных с соляными месторождениями.

Бор — часто фиксируется в щелочных подземных водах.

Несмотря на то, что наличие повышенных концентраций бора в нефтяных водах установлено давно, оставалась неясной возможность его использования в качестве показателя нефтегазоносности. По данным В. Б. Каплун, в водах гидрокарбонатнонатриевого типа бор может служить показателем нефтеносности, причем сопоставление величин бор-хлорных коэффициентов в поверхностных содовых озерах и подземных водах гидрокарбонатнонатриевого типа позволяет считать величины $\frac{\text{B} \cdot 10^4}{\text{Cl}} = 90-100$ благоприятным показателем нефтеносности. Пониженный бор-хлорный коэффициент $\left(\frac{\text{B} \cdot 10^4}{\text{Cl}} < 90\right)$ обычно характеризует зоны смешения вод гидрокар-

бонатнонатриевого типа с более минерализованными водами хлориднокальциевого типа, содержащими меньшие концентрации бора, или свидетельствует об отсутствии нефтяных залежей.

В водах хлориднокальциевого типа бор не может служить показателем нефтеносности. Влияние последней на накопление бора в водах хлориднокальциевого типа не проявляется на фоне физико-химических процессов, приводящих в одних случаях к концентрированию, а в других к выпадению бора из раствора, вне связи с нефтеносностью. Высокая метаморфизация вод препятствует выщелачиванию из нефтей кислых продуктов типа нафтенowych кислот и других нефтяных компонентов, с которыми связан бор, т. е. отсутствуют условия для взаимодействия между хлориднокальциевыми пластовыми водами и борсодержащими кислыми продуктами нефтей.

В водах гидрокарбонатнонатриевого типа нефтяных месторождений коэффициент $\frac{\text{B} \cdot 10^4}{\text{Cl}}$ изменяется параллельно изменению величины $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$, а в водах хлориднокальциевого типа он часто из-

меняется в направлении, противоположном изменению коэффициента $\frac{r_{Cl}-r_{Na}}{r_{Mg}}$.

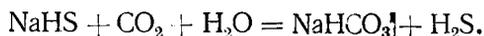
Аммоний в природных водах, по-видимому, в основном имеет органическое происхождение. Если в поверхностных и грунтовых водах его содержание не превышает нескольких миллиграммов на литр, то в нефтяных водах часто превышает 100 мг/л, а в девонских водах Волго-Уральской нефтеносной провинции достигает 500 мг/л.

Основная часть аммония поступает в воды нефтеносных отложений из нефтей в результате разложения азотистых веществ. Для метаморфизованных вод зоны почти полного отсутствия водообмена аномальным содержанием аммония, указывающим на нефтеносность, принято считать величину около 100 мг/л. Повышенная концентрация аммония свойственна именно нефтяным водам. Для вод угольных месторождений этот компонент не характерен, что, по-видимому, объясняется устойчивостью азотистых соединений в углях. Возможно, сказывается и относительная раскрытость угольных месторождений, препятствующая сохранению аммония.

Гидросульфиды, сероводород и другие восстановленные формы серы обусловлены процессами окисления углеводородов под воздействием бактерий с параллельно идущим восстановлением сульфатов, растворенных в водах. Этот процесс известен как «реакция десульфирования»:



и далее



Процессы восстановления соединений серы в отдельных случаях приводят к образованию самородной серы. Изучение парагенезиса углеводородов и серы свидетельствует о том, что отдельные месторождения серы могли образовываться на месте нефтяных и газовых месторождений.

Бессульфатность вод или недонасыщенность их сульфатами отражает вторую часть описанного процесса окисления углеводородов. Воды нефтяных месторождений, как правило, характеризуются невысокими концентрациями сульфатов. Однако небольшое содержание сульфатов в метаморфизованных водах хлориднокальциевого типа может быть обусловлено малой растворимостью в них сульфатов. Следовательно, бессульфатность вод не обязательно обусловлена наличием нефти. В областях развития магматических и совершенно промытых осадочных пород воды не содержат сульфатов. Воды земной поверхности и зоны свободного водообмена характеризуются относительно высоким содержанием сульфатов. Исключением являются поверхностные и грунтовые воды центральной Якутии. По данным исследований В. П. Шургина и А. А. Карцева, здесь наблюдается аномальная бессульфатность

вод. Сульфаты либо почти полностью отсутствуют, либо их очень мало, а величина $(SO_4:Cl) < 1$. Последнее (т. е. наличие хлоридов) указывает на то, что породы не полностью промыты. Кроме того, здесь развиты соленосные толщи.

Указанное аномальное явление объясняется двумя факторами: наличием вечной мерзлоты и присутствием в разрезе соленосных толщ. Вечная мерзлота задерживает выщелачивание солей из пород. При этом выщелачивание сульфатов, представленных в породах трудно растворимым гипсом, особенно затруднено по сравнению с легко растворимыми хлоридами. С другой стороны, наличие мощных соленосных толщ относительно увеличивает поступление в воды хлоридов, в том числе хлорида магния. В результате воды относятся к хлоридномагниевому типу.

Таким образом, бессульфатность вод не всегда можно расценивать как признак нефтегазоносности. Это относится как к глубинным хлориднокальциевым водам, так и к пресным, дренирующим породы, лишенные солей, и к надмерзлотным водам зоны вечной мерзлоты. В остальных случаях этот показатель имеет важное значение.

С другой стороны присутствие сульфатов в водах в более или менее значительных количествах не всегда является признаком отсутствия нефти в данных отложениях. При наличии значительных масс гипсов и ангидритов сульфатность вод может отчасти сохраняться за счет поступления сульфатов из пород.

Наличие высокотермальных вод препятствует биохимическому восстановлению сульфатов, как это наблюдается в некоторых пластах грозненских месторождений, где благодаря высоким ($> 60^\circ C$) температурам сульфатность вод велика (до 10% -экв) даже в зоне водонефтяного контакта. По-видимому, биохимическое восстановление сульфатов не может идти также в очень кислых водах и при высокой степени солености.

Таким образом, сульфатность вод можно рассматривать в качестве признака отсутствия углеводородов, когда породы не содержат значительных масс сульфатов и отсутствуют условия, препятствующие жизнедеятельности бактерий.

Бикарбонат натрия в водах нефтяных месторождений также связан с описанным выше процессом десульфатизации. Кроме того, это соединение может накапливаться в водах при выветривании натриевых полевых шпатов в условиях окислительной обстановки земной поверхности. В вулканических областях бикарбонат натрия образуется за счет поступления глубинного углекислого газа.

Отличие щелочных вод коры выветривания и вод, дренирующих обессоленные породы, от щелочных вод нефтеносных отложений заключается в том, что первые являются пресными с преобладанием в их солевом составе гидрокарбоната кальция, а вторые — минерализованными и в их солевом составе преобладает обычно хлорид натрия.

Наличие соды в водах рассматривается как показатель нефтегазонасыщенности при условии, если эти воды не приурочены к коре выветривания, зонам развития солонцов, вулканическим районам и угольным месторождениям. Отсутствие соды в водах для оценки нефтенасыщенности значения не имеет, так как для нефтяных месторождений наиболее характерны жесткие воды.

В отношении тяжелых металлов, определяемых в подземных водах, нужно отметить, что отсутствие ванадия, никеля и других тяжелых металлов характерно для вод зоны контакта с нефтями, в то время, как сами нефти концентрируют названные компоненты в значительных количествах, а глубинные воды нефтенасыщенных областей относительно обогащены ими.

§ 3. ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОД НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для вод нефтяных и газовых месторождений наиболее представительными являются углеводородные газы метанового гомологического ряда (этан, пропан, бутан, пентан). Кроме того, весьма характерны такие газовые компоненты, как азот и углекислый газ.

Рассматривая табл. 5, можно видеть, что углеводороды являются наиболее характерными газами для вод нефтяных месторождений. Суммарное содержание углеводородов всегда господствует в составе растворенных газов вод нефтеносных горизонтов.

Гомологи метана (этан, пропан, бутан, пентан) поступают в воды из нефтей. Это позволяет считать их надежными показателями нефтегазонасыщенности. В то же время следует помнить, что гомологи метана наблюдаются не во всех водах нефтяных и газовых месторождений.

Содержание метана в водах нефтяных месторождений может достигать предельной растворимости при соответствующих термодинамических условиях.

В нефтеносных областях среди растворенных газов преобладает азот, а газонасыщенность вод не превышает $100 \text{ см}^3/\text{л}$. Следует отметить, что воды угольных месторождений характеризуются наличием метана и иногда этана.

Специфическим компонентом подземных и нефтяных вод является углекислый газ, который прекрасно растворяется в них, но, тем не менее, в составе растворенных газов преобладает редко. Значительные концентрации углекислого газа наблюдаются лишь там, где нефти сравнительно недавно окислялись. Высоким содержанием его характеризуются воды зон молодых складчатых областей, где удельное газосодержание исчисляется десятками литров CO_2 на литр воды. Хорошо изолированные глубинные воды нефтеносных областей содержат мало углекислого газа.

В отличие от углекислого газа такой газовый компонент, как азот, имеет максимальные концентрации в водах глубинных неф-

Состав газов, растворенных в подземных водах некоторых районов СССР (по данным М. И. Зайдельсона, В. Н. Корценштейна, Н. М. Крутлюкова, Ю. П. Гаттенберга и др.)

Местоположение	Возраст	Глубина, м	Газонасыщенность, см ³ /л	Состав водоразворенного газа, % объем.				Флюид
				СН ₄	Гомологи метана	СО ₂	N ₂	
Нефтегазоносные районы								
Волго-Уральская область, Среднее Поволжье	D ₂	2100	540—950	84—90	0,5—7	0,1—2	7—10	Нефть » Нефть, газ
	D ₃	1800	300—800	70—92	0,5—3	1—2	6—23	
	C ₁	1400	300—1000	60—95	0—5	0,5—4	1—16	
Западная Сибирь, Березовский район	J ₃	1300	1200—1900	88—93	1	—	2—10	Газ » »
	C _{Г1}	1100	1000—1500	90—96	1	—	3—8	
	C _{Г2}	400	400—700	90—96	0,5	—	5—8	
Западная Сибирь, Среднеобский район	C _{Г1}	2120	1000—1500	90—96	1,5—4,5	0,5	2—5	Нефть
Бухаро-Каршинская область, Южный Мубарек Газли	J ₃	1750	1300—1900	96	2	1	1	Нефть, газ Газ »
	C _{Г1}	1200	400—1600	80—96	2—3	1	1—16	
	C _{Г2}	900	20—50	2—30	—	1—70	28—90	
Южный Мангышлак	J ₂	1100—2000	700—1200	75—92	3—7	1—2	3—14	Нефть » Газ
	J ₃	1060—1200	200—800	75—93	3—12	0,5—2,0	2—14	
	C _Г	300—1100	100—1300	32—93	0,1—2	0,4—2,8	1—60	
Нефтеносные районы								
Смоленск	A	1120	30	24	—	2	71	Отсутствует
	C _Г	740	30	4	—	1,4	91	
Москва	D ₂	1100	—	—	—	1,5	98,5	
	D ₃ —C _Г	900	—	—	—	2	97	
Ленинград	C _Г	270	50	8	—	1	81	

теносных горизонтов в застойных условиях. Азот подземных вод генетически разнороден: одна часть его имеет атмосферное происхождение, а другая — биогенное за счет разложения органических веществ в породах («биогенный» или «безаргонный» азот). Такой азот может быть связан с углеводородами.

Для определения относительной доли «воздушного» и «биогенного» азота в их смеси пользуются величиной отношения аргона к азоту (коэффициент В. П. Савченко): $\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$ % объем.

Для воздуха этот коэффициент равен 1,18, для подземных газов он всегда ниже этой величины, что обусловлено примесью биогенного («безаргонного») азота в недрах, в то время, как аргон имеет в основном «воздушное» происхождение. Следовательно, чем меньше аргон-азотный коэффициент, тем большая доля азота в смеси является биогенной. Если в воздухе $\frac{Ar \cdot 100}{N_2} = 1,18$, то в водном растворе (учитывая соотношение коэффициентов растворимости Ar и N_2 , равное 2,25) $\frac{Ar \cdot 100}{N_2} = 1,18 \cdot 2,25 = 2,68$. Считая, что аргон имеет «воздушное» происхождение, В. П. Савченко доказал, что аргон-азотный коэффициент может быть меньше 2,68 только при поступлении в воды биогенного (безаргонного) азота. Содержание биогенного азота в составе водорастворенного газа определяется по формуле:

$$N_{2\text{биог}} = \frac{Ar \cdot 100}{N_2 \cdot 2,68}.$$

При определении относительной доли азота разного происхождения по методике, предложенной В. П. Савченко, следует учитывать определенную условность ее применения. Во-первых, какая-то доля азота (помимо атмосферного и биогенного) имеет глубинное происхождение, во-вторых, пользуясь аргон-азотным коэффициентом для определения происхождения азота, приходится считаться с неоднородностью состава аргона, представленного изотопами: Ar^{40} , Ar^{38} , Ar^{36} . Среди этих составляющих (по Т. Хоурингу, 1960) резко преобладает изотоп Ar^{40} , значительная часть которого в недрах образовалась в результате радиоактивного распада калия. По отношению Ar^{40}/Ar^{36} в исследуемом газе и атмосфере можно определить долю атмосферного и радиогенного аргона.

Сероводород не занимает преобладающего положения в составе растворенных газов, но благодаря высокой растворимости (в 3 раза больше растворимости углекислого газа) его содержание в воде бывает значительным. Сероводород свойствен нефтеносным горизонтам, находящимся в зонах затрудненного водообмена. Его появление в водах обусловлено главным образом восстановлением сульфатов вод и разложением сернистых компонентов нефтей. Часть сероводорода образуется при восстановлении сульфатов за счет метана (в угленосных отложениях и торфяниках).

Реагируя с окисными минералами, сероводород может исчезать из вод. Поэтому глубинные застойные воды, в которых восстановление сульфатов прекратилось по каким-либо причинам (высокая температура, отсутствие сульфатов и т. п.), обычно лишены сероводорода. Наибольшие концентрации сероводорода наблюдаются в зонах интенсивного окисления углеводорода. Наибольшие концентрации сероводорода наблюдаются в зонах интенсивного окисления углеводородов, в частности на контакте с гипсами. Растворенный сероводород может частично переходить в форму гидросульфидного иона, согласно уравнению



Гидросульфид-ион появляется при величине $\text{pH} > 6$ и преобладает в щелочных водах.

Гелий, содержащийся в растворенном состоянии в небольших количествах, имеет определенный интерес с геохимической точки зрения. Он является продуктом радиоактивного распада урана и тория. Содержание гелия в сумме с неоном обычно не превышает 1% суммы растворенных газов. Отношение гелия к аргону — гелий-аргоновый коэффициент (по В. П. Савченко) используется как показатель возраста вод и степени интенсивности водообмена. Содержание гелия в условиях закрытости во времени увеличивается за счет образования его при радиоактивном распаде, тогда как содержание аргона остается постоянным. Поэтому в глубинных застойных водах гелий-аргоновый коэффициент сравнительно велик. Значительный водообмен, приносящий атмосферный аргон, снижает этот коэффициент. По М. С. Гуревичу, аналогичное значение имеет коэффициент $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$, в который неон (имеющий, как и аргон, «воздушное» происхождение) входит в качестве постоянного коэффициента.

А. Л. Козлов (1950 г.) предложил формулу для определения возраста газов, растворенных в воде:

$$t = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} \cdot 115 \text{ млн. лет,}$$

где t — время нахождения воды в породе; He — гелий в исследуемом газе в % объем.; Ar — атмосферный аргон в исследуемом газе в % объем.

При пользовании данной формулой возможны ошибки, обусловленные тем, что за основу принято положение о среднем значении радиоактивности пород, обеспечивающих образование гелия, а также точностью определения доли «воздушного» аргона.

Водород иногда встречается в составе газов, растворенных в приконтурных водах, имея органическое или глубинное происхождение.

§ 4. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ГАЗОНЕФТЕННОСТИ ПО ГЕОГИДРОХИМИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ

Возможность применения геохимических показателей для оценки перспектив газонефтеносности обусловлена совместной историей существования в недрах углеводородов и вод в течение многих миллионов лет. В подземных водах идут процессы образования и миграции углеводородов, формирования и разрушения залежей. В силу своих физико-химических свойств воды и нефти находятся в недрах в виде жидкостей, причем вода активно разрушает залежи нефти, оказывая на них механическое и химическое воздействие. Сохранность залежей углеводородов во многом зависит от гидрогеологических условий. В связи с этим гидрогеологическая обстановка используется как критерий сохранности нефтяных залежей и показатель перспектив нефтегазосности. Физико-химическое взаимодействие между нефтями и водами приводит к видоизменению ионно-солевого состава вод. Эти компоненты используются в качестве признаков нефтеносности, позволяющих судить об условиях сохранности нефтяных залежей и наличии нефти.

В настоящее время выделяют гидрогеологические показатели нефтеносности и условий сохранения нефтяных залежей. Эти показатели играют важную роль при оценке перспектив нефтеносности.

К числу гидрогеологических показателей нефтеносности относят геохимические особенности подземных вод, возникающих при действии нефти на воду. Иными словами, это гидрохимические показатели. В свою очередь, гидрохимические признаки нефтеносности до последнего времени подразделяли на достоверные, или «прямые», и предположительные, или «косвенные». К первым относили присутствие в воде веществ нефтяного происхождения (нафтенат-ионов и других органических анионов нефтяного происхождения, фенолов, углеводородов метанового ряда — этана, пропана, бутана, пентана), а также высокие (порядка сотен миллиграммов на литр) концентрации аммония. Предположительными гидрохимическими признаками нефтеносности считали наличие в водах веществ, концентрирование которых, хотя и связано с нефтеобразованием, но может идти и самостоятельно. Это метан, йод, аммоний, биогенный азот, частично бром, а также соединения, образующиеся в процессе химического взаимодействия вод и нефтей: сероводород, гидросульфид, сода, углекислый газ. Естественно, что отсутствие сульфатов, восстановившихся при взаимодействии с углеводородами, рассматривалось в числе благоприятных признаков.

Перечисленные признаки нефтеносности, как «достоверные», так и «предположительные», нельзя считать точными, имеющими определенные численные характеристики. Даже значительные концентрации того или иного компонента не являются обязательным

признаком наличия промышленных скоплений углеводородов. С другой стороны, отсутствие органических ионов — аммония, йода, углеводородов, сульфидов и т. д. — не всегда может рассматриваться как отрицательный признак при поисках углеводородов. Поэтому использование перечисленных показателей возможно только при комплексном учете всех геологических факторов. В последнее время подразделение этих показателей на «достоверные» и «предположительные» не производится, так как общепризнано, что все они являются предположительными.

При оценке перспектив нефтегазоносности первым фактором является выявление условий, благоприятных для образования и дальнейшего существования залежей углеводородов. При этом следует учитывать, что благоприятные условия не всегда могут быть реализованы и поэтому показатели их наличия не являются эквивалентом присутствия залежей углеводородов. О благоприятных условиях для образования и сохранения нефти и газа свидетельствует отсутствие окислителей в солевом и газовом составе вод, т. е. отсутствие кислорода и сульфатов. Окисление углеводородов при одновременном восстановлении сульфатов под действием анаэробных бактерий является довольно широко распространенным процессом, идущим в недрах (десульфатизация вод). Однако высокоминерализованные термальные воды не являются благоприятной средой для десульфатизации. В таком случае сульфатные воды могут находиться в зоне контакта с углеводородами.

В процессе окисления углеводородов наряду с восстановлением сульфатов происходит и накопление гидрокарбонатов и сероводорода. Ввиду того, что последний образуется также и за счет других процессов, не связанных с нефтью и газом, его нельзя рассматривать в качестве безусловного признака нефтегазоносности, как это делалось ранее. Наличие гидрокарбонатов в щелочных водах, оконтуривающих залежи нефти, характерно для многих нефтегазоносных пластов в Азербайджане. В последнее время повышенные содержания гидрокарбонатов зафиксированы и в жестких водах некоторых районов Поволжья. Однако следует помнить, что гидрокарбонаты широко распространены в подземных водах и независимо от наличия углеводородов.

Благоприятным признаком являются высокие содержания в водах аммония, йода, брома и бора.

Высоко минерализованные воды хлориднокальциевого и гидрокарбонатнатриевого типов рассматриваются в качестве благоприятных показателей при оценке перспектив нефтегазоносности. Это обусловлено тем, что их формирование происходит в условиях гидрогеологической закрытости в обстановке, благоприятной для формирования и сохранения залежей нефти и газа.

Благоприятными условиями образования и сохранения углеводородов являются: удаленность от зон интенсивной инфильтрации, большие глубины залегания водоносных горизонтов, малые градиенты напоров и местные участки особой застойности вод, обуслов-

ленные наличием тектонических и литологических экранов, распространенность древних седиментационных вод или вод древней инфильтрации.

Несколько подробнее следует остановиться на водорастворенных органических веществах, используемых в качестве критериев нефтеносности. В воду они поступают непосредственно из нефтей в зонах контакта с водами и из рассеянного органического вещества пород. В настоящее время наиболее представительным показателем нефтеносности является битумная часть органического вещества, а именно: бензол, фенолы и нафтеновые кислоты. Систематические наблюдения за изменением их содержания позволяют судить о перспективности возможно нефтегазоносных районов.

Содержание органических веществ в водах можно использовать не только для ориентировочного прогнозирования, но и для выявления собственно залежей углеводородов. В настоящее время установлено, что в ряде нефтеносных районов повышенные значения содержания бензола, фенолов и нафтеновых кислот наблюдаются вблизи залежей углеводородов. Одной из задач, стоящих в этом плане перед гидрогеологами, является определение фоновых концентраций этих веществ в подземных водах и установление радиуса влияния залежи. Имеющиеся материалы указывают, что наибольшее содержание фенолов и бензола обнаружено в водах, контактирующих с нефтью, обогащенной ароматическими углеводородами, и с конденсатами. Количество и состав водорастворенного органического вещества во многом определяются степенью минерализации и ионно-солевым составом вод. В частности, нафтеновые кислоты характерны для щелочных вод и отсутствуют в жестких.

Углеводородные газы, растворенные в подземных водах, представляют особый интерес в качестве показателя нефтегазоносности, так как поступают в воды в процессе образования нефти и газа и затем при разрушении залежей.

Метан, часто являющийся основной газовой составляющей, при большом газосодержании рассматривается как положительный фактор перспектив газоносности. Присутствие гомологов метанового ряда, в особенности пропана и бутана, свидетельствует о наличии процессов нефтеобразования. Гомологи метана особенно характерны для вод нефтяных областей, но могут содержаться и в газах угольных месторождений, что затрудняет прогноз нефтегазоносности в районах развития каменных углей.

Тот факт, что состав углеводородных газов, растворенных в водах, меняется по мере удаления от нефтяной залежи, позволяет использовать его в качестве поискового показателя. Однако это связано со значительными трудностями как в теоретическом, так и практическом отношении. В качестве поискового признака используется собственно увеличение содержания в водах гомологов метана навстречу водному потоку. Это объясняется тем, что пластовые воды, контактируя с углеводородами, растворяют послед-

ние. При движении вод по пласту возникает своеобразный газовый шлейф, т. е. зона, в пределах которой фиксируются углеводороды с возрастанием, концентраций в направлении, обратном движению вод. В случае увеличения их содержания по направлению фильтрации воды или с возрастанием глубины определение конкретных перспектив затруднительно, так как воды могут быть обогащены тяжелыми углеводородами и за счет рассеянного органического вещества пород.

В отличие от газогидрохимических показателей нефтеносности, страдающих известной неопределенностью, для газов установлен показатель, свидетельствующий непосредственно о наличии газовой залежи. Это давление насыщения газов, растворенных в подземных водах. Основное значение здесь имеет разность между пластовым давлением $p_{пл}$ и давлением насыщения p_g , называемая дефицитом упругости водорастворенных газов Δp_g :

$$\Delta p_g = p_{пл} - p_g.$$

Если давление насыщения равно пластовому давлению или больше его, то в любом приподнятом участке пласта происходит выделение газа из воды, и, следовательно, все структурные ловушки будут заполнены газом. Это прямой признак наличия залежей газа. В качестве примера можно указать на хадумские отложения Ставропольского края (В. Н. Корценштейн, 1961).

Если воды недонасыщены газом и в них наблюдается дефицит упругости, то использование давления насыщения в качестве показателя наличия газовых залежей весьма затруднительно. Действительно, наличие недонасыщенных газов в водах может быть обусловлено растворением и выносом газа водой из разрушающихся газовых залежей. При этом, однако, следует учитывать, что процессы растворения идут весьма медленно и не обязательно заканчиваются полным разрушением залежи. С другой стороны, недонасыщенные газом воды наблюдаются и в том случае, когда газовая залежь вообще не формировалась в данном пласте. В связи со сказанным при наличии вод, недонасыщенных газами, необходимо обращать внимание на изменение давления насыщения по площади и с глубиной. Обычно по направлению движения пластовых вод и с глубиной оно увеличивается. Такая картина может отражать как региональную газоносность пласта, так и наличие газовой залежи. Возрастание же давления насыщения против движения вод по причинам, отмечавшимся ранее для гомологов метана, является признаком наличия газовых залежей в направлении увеличения давления насыщения.

Глава IV

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД ОСНОВНЫХ ГАЗОНЕФТЕНОСНЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ СССР

Природные воды и жидкие углеводороды вместе с растворенными в них газами являются одной из составляющих естественных водонапорных систем — артезианских бассейнов. Общность условий залегания водоносных комплексов обуславливается главным образом тектоническим строением региона. Поэтому границы бассейнов определяются по тектоническим элементам.

Рассмотрим гидрогеологические условия и особенности химического состава вод основных артезианских бассейнов с установленной нефтегазоносностью. При описании бассейнов мы придерживаемся схемы расположения нефтегазоносных артезианских бассейнов, предложенной А. А. Карцевым (рис. 27).

Равнинные артезианские нефтегазоносные бассейны

В пределах нашей страны главнейшими артезианскими нефтегазоносными бассейнами равнинного типа являются: Волго-Уральский (включая Прикаспийский наложенный бассейн), Днепровско-Донецкий, Тимано-Печорский, Западно-Сибирский, Ангаро-Ленский, Якутский.

Волго-Уральский бассейн

Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн равнинного типа расположен в восточной части Русской платформы. Его границей на востоке является западный борт Предуралья, а на юге северный борт Прикаспийской впадины. Западная граница проходит примерно вдоль восточного склона Токмовского свода и к западу от Вятского вала, северная — по Камскому своду. На востоке к описываемому бассейну примыкает небольшой Пред-

уральский артезианский бассейн, ограниченный Предуральским прогибом.

Изучением гидрогеологии Волго-Уральского бассейна занимались В. А. Сулин, А. А. Варов, Л. Г. Гуляева, Н. К. Игнатович, А. И. Силин-Бекчурин, М. А. Гатальский, М. П. Толстой, В. А. Кро-

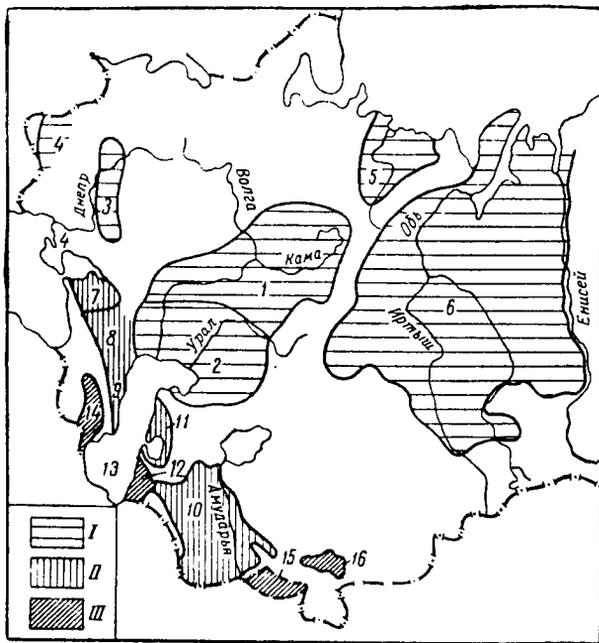


Рис. 27. Схема расположения нефтегазоносных артезианских бассейнов западной части СССР. По А. А. Карцеву.

I — равнинные; *II* — предгорно-равнинные; *III* — межгорные;
 1 — Волго-Уральский; 2 — Прикаспийский (наложенный); 3 — Днепро-Донецкий; 4 — Предкарпатский; 5 — Тимано-Печерский; 6 — Западно-Сибирский; 7 — Азово-Кубанский; 8 — Восточно-Предкавказский; 9 — Терско-Дагестанский (наложенный); 10 — Каракумский; 11 — Южно-Мангышлакский; 12 — Северо-Крымский; 13 — Западно-Туркменский; 14 — Азербайджанский; 15 — Таджикско-Афганский; 16 — Ферганский.

това, Н. Т. Линдтроп, В. П. Савченко, Г. П. Якобсон, В. В. Озол, М. И. Зайдельсон, А. С. Зингер и др.

В геологическом строении описываемой территории принимают участие в основном палеозойские и более молодые отложения. Складчатое основание фундамента представлено гранитами, гранито-гнейсами и гнейсами архейского, иногда нижнепротерозойского возраста.

В разрезе палеозойских отложений Волго-Уральского бассейна А. И. Силин-Бекчурин выделил два водоносных комплекса. Нижний водоносный комплекс пород палеозоя объединяет породы до-

девона, девона, карбона, артинского яруса и нижнего кунгура до гипсово-ангидритовой толщи. Верхним водоносным комплексом пород палеозоя являются казанские отложения. Водоупором здесь служат глинистые и гипсо-ангидритовые породы верхнего кунгура и уфимская пестроцветная толща.

В южной части Волго-Уральского бассейна водоупором является галогенная толща верхнеказанских отложений, которая обеспечивает закрытость структур верхнепермских отложений. Из-за отсутствия водоупоров в породах пермского возраста в районах Татарского свода, Самарской Луки и Уфимского плато оба водоносных комплекса, сообщаясь между собой, превращаются в единый водоносный комплекс пород палеозоя. В последнее время все чаще употребляется термин гидрогеологический этаж. Все осадочные породы Волго-Уральского бассейна подразделяются гипсово-ангидритовой толщей нижнепермского возраста на два этажа. Внутри последних выделяются следующие водоносные комплексы: верхи кристаллического фундамента, бавлинский, девонский, нижнекаменноугольный, среднекаменноугольный, верхнекаменноугольный, нижнепермский, верхнепермский, юрский, меловой, неоген-палеогеновый и четвертичный.

Основные залежи нефти и газа связаны с песчаными и карбонатными породами девонского, каменноугольного и пермского возрастов. Эти отложения наиболее хорошо изучены в гидрогеологическом отношении.

Гидрохимические закономерности более или менее одинаковы для всей территории. Вниз по разрезу увеличиваются минерализация, содержание хлора и брома, сульфатность снижается. Однако не во всех районах минерализация постепенно увеличивается с глубиной. На структурах Байтуган, Шугурово, Туймазы (наиболее раскрытые структуры) она увеличивается до горизонтов нижнекаменноугольного возраста, в закрытых структурах — до верхних горизонтов каменноугольной и пермской систем. Но в некоторых районах (например, на структурах Большекинского вала) минерализация вод с глубиной уменьшается. Это связано или с близостью области питания для глубоко залегающих водоносных горизонтов (структуры, тяготеющие к Уралу и Тиману), или с наличием в верхней части разреза галогенных толщ, увеличивающих минерализацию. Здесь воды верхнекаменноугольных отложений менее минерализованы, чем воды нижнепермских горизонтов, содержащих галогенные породы. Увеличение минерализации вод с глубиной сопровождается сменой типов вод (по классификации В. А. Сулина).

Основную часть палеозойского разреза бассейна занимают воды хлориднокальциевого типа, которые залегают на различных глубинах. Например, на структурах Елшанка, Ириновка, Тепловка, Сызрань, Яблоновый овраг, Зольный овраг, на структурах Больше- и Малокинского валов и других воды хлориднокальциевого типа залегают на глубинах 100—200 м, тогда как этот тип обычно

характерен для глубин более 300—500 м. На структурах, где отсутствуют дизъюнктивные нарушения, эти воды залегают на глубинах свыше 600—800 м. Воды этого типа представляют собой рассолы с минерализацией порядка 200—300 г/л, почти нацело состоящие из хлоридов натрия и кальция. Из микрокомпонентов известны йод и бром. Содержание аммония достигает 200 мг/л.

Хлоридномагнийевый тип вод широко распространен в пермских отложениях Краснокамско-Полазненского вала и в Бугурусланско-Пилюгинском районе. Маломощный интервал разреза, характеризующийся типом вод, является переходной зоной между сульфатнатриевыми и хлориднокальциевыми водами. Воды хлоридномагниевого типа характеризуются меньшей минерализацией, чем хлориднокальциевые, исчисляемой десятками граммов на литр.

Воды сульфатнатриевого типа преобладают в пределах глубин 200—400 м. Минерализация их здесь не превышает 10 г/л. Но имеются районы (Стерлибашево и др.), где в связи с сульфатностью пород появляются сульфатнатриевые воды с высокой минерализацией (до 20—25 г/л), а в таких структурах, как Байтуган, Шугурово, Ромашкино и других, воды сульфатнатриевого типа залегают на глубинах 600—800 м в среднем карбоне, причем минерализация их превышает 40 г/л.

В наиболее промытых частях разреза на малых глубинах распространены пресные и слабо минерализованные воды гидрокарбонатнатриевого типа.

Основной областью питания протерозойских и додевонских отложений является западный склон Урала, где эти отложения выведены на дневную поверхность. Это положение остается в силе и для пород девона. В качестве еще одной области питания девонских водоносных горизонтов рассматривается и область развития отложений девонского возраста в пределах Воронежской антеклизы. Областями питания водоносных горизонтов каменноугольных и нижнепермских отложений являются такие структуры, как Татарский, Жигулевский и Токмовский своды, а также Пугачевский, Окско-Цинский и Доно-Медведицкий валы.

Основная разгрузка подземных вод, очевидно, происходит в пределах Прикаспийской впадины, и, в частности, в районах соляных куполов. Кроме того, для бассейна характерно наличие местных областей разгрузки, приуроченных к водораздельным пространствам крупных рек (Волги, Камы, Белой).

По площади бассейна в целом минерализация и метаморфизация вод увеличиваются к востоку и юго-востоку с одновременным уменьшением сульфатности, т. е. в направлении увеличения глубины залегания водоносных комплексов (рис. 28).

Для вод нижнего гидрохимического этажа, изолированного нижнепермским водоупором, характерно особенное постоянство ионно-солевого состава с увеличением минерализации с глубиной. Аномалии, наблюдаемые на отдельных участках, объясняются подтоком поверхностных вод или проникновением глубинных вод. Оп-

ределенным образом влияет и присутствие в разрезе соленосных отложений.

Газовый состав вод в количественном отношении подвержен значительным колебаниям. В компонентном составе преобладают метан, тяжелые углеводороды и азот. В зонах, тяготеющих к районам нефтегазонакопления, повышается содержание тяжелых углеводородов, а в составе азота начинает преобладать биогенная

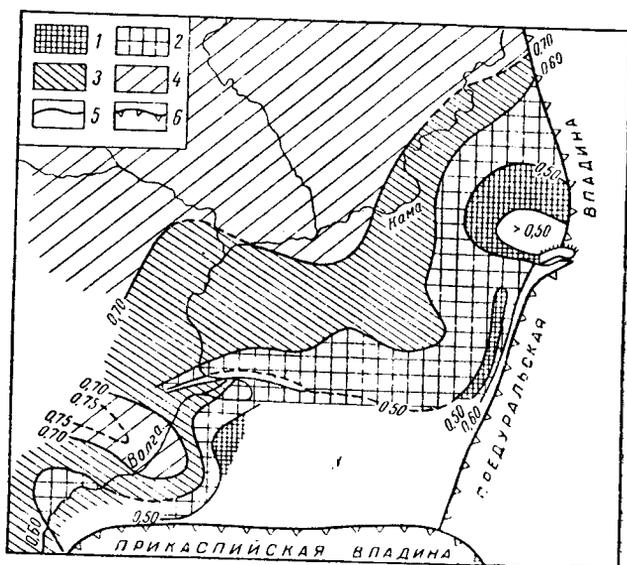


Рис. 28. Схема изменения величин натрий-хлорного коэффициента вод терригенной толщи Волго-Уральского бассейна. По В. А. Кротовой.

Значение величин $\frac{rNa}{rCl}$: 1 — 0,4—0,5; 2 — 0,5—0,6;

3 — 0,6—0,7; 4 — >0,7; 5 — изолинии величин $\frac{rNa}{rCl}$; 6 — границы впадин.

часть. Газонасыщенность часто достигает величин порядка $500 \text{ см}^3/\text{л}$ и выше.

Воды верхнего гидрогеологического этажа характеризуются большой пестротой химического состава, что объясняется их изуроченностью к зонам свободного и несколько затрудненного дообмена. В растворенных газах здесь широко распространен атмосферного происхождения, а также отмечаются повышенные содержания углекислого газа и сероводорода.

Г. П. Яковсон (1969) выделяет в пределах рассматриваемого бассейна восемь палеогидрогеологических циклов: протерозойско-протерозойско-нижнепалеозойский, девонско-нижнекаменноугольный, нижнекаменноугольный, среднекаменноугольный, средневерхнекаменноугольный — нижнепермский, верхнепермский, мезокайнозойский.

Предполагается, что для палеозойского времени характерно распространение седиментационных вод. Формирование Уральских гор в конце палеозоя способствовало созданию значительных напоров в гидродинамической системе бассейна, что привело к замене седиментационных вод инфильтрационными. С конца мезозойского времени и в кайнозойское время постепенная пнеупленизация Урала привела к снижению гидростатических напоров. С этого времени гидродинамические условия, определяемые наклоном пьезометрической поверхности каменноугольных и девонских отложений с севера на юг и с северо-запада на юго-восток, оставались стабильными. Направление гидравлического уклона совпадает с наклоном водонефтяных контактов в залежах терригенного девона и угленосной свиты.

Прикаспийский бассейн

К южной окраине Волго-Уральского артезианского бассейна приурочен паложный Прикаспийский бассейн. Границы его определяются выходами мезозойских и более древних пород на северо-западных, северных, северо-восточных, восточных и юго-восточных окраинах (Приволжская возвышенность, Общий Сырт, юго-западные отроги Урала и Мугоджар, северные окраины Устюрта, Бузачи) и Каспийским морем.

Изучением гидрогеологии Прикаспийского бассейна занимались В. М. Левченко, М. П. Распопов, Д. А. Джангириянц, А. А. Карцев, В. Б. Торгованова, С. Б. Вагин, В. П. Якуцени и др.

Восточная часть бассейна, где находятся нефтяные месторождения Эмбенской нефтеносной области, в гидрогеологическом отношении изучена лучше, чем западная часть. В пределах бассейна выделяются девонско-каменноугольный, пермо-триасовый, нижне- и среднеюрский, неокомский, аптско-нижнеальбский, верхнеальбско-сеноманский, верхнемеловой, палеоген-неогеновый и четвертичный водоносные комплексы.

Нефтегазоносность связана в основном с триасовыми, среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

Для ионно-солевого состава вод всех водоносных комплексов характерно преобладание хлоридов натрия. Высокоминерализованные (до 335 г/л) воды относятся обычно к хлориднокальциевому типу. Мало минерализованные воды, как, например, воды неокомского водоносного комплекса, частично выведенного на северо-востоке бассейна на земную поверхность, имеют сульфатнонатриевый или гидрокарбонатнонатриевый тип по классификации В. А. Сулина. Сверху вниз по разрезу наблюдается увеличение минерализации. Резкое увеличение минерализации наблюдается в зонах развития соляных куполов.

В настоящее время достаточно точно установлено, что зоны создания напоров тяготеют к северо-востоку, а движение вод направлено на юго-запад в сторону Каспийского моря. Наблюдаются и локальные участки разгрузки, приуроченные к соляным куполам.

Эта картина хорошо иллюстрируется гидрохимической картой вод отложений неокома, представленной Д. А. Джангирьянцем (рис. 29).

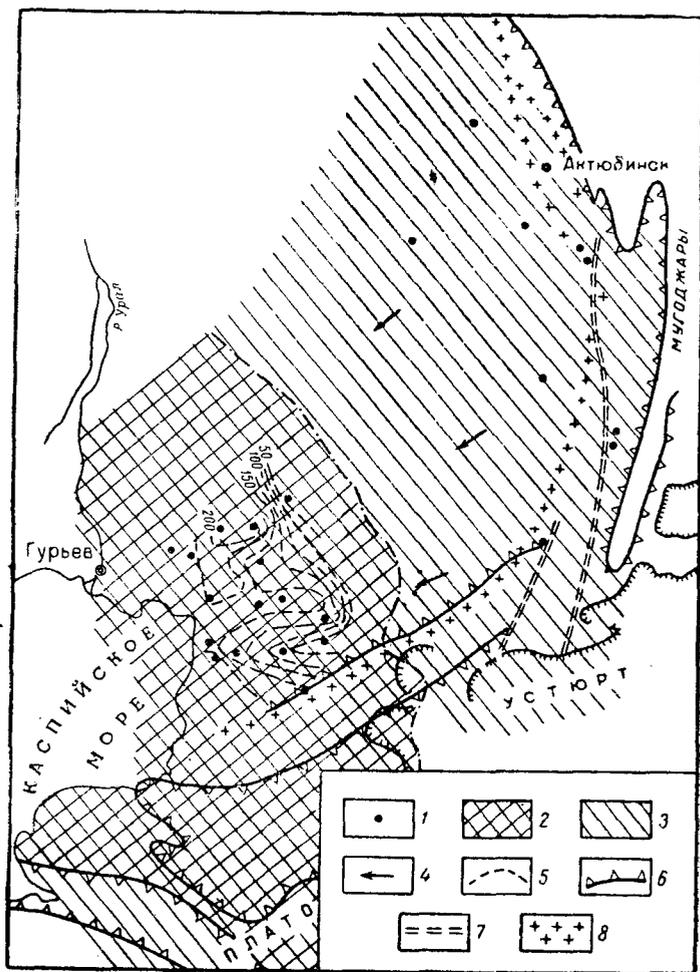


Рис. 29. Схематическая гидрохимическая карта вод отложений неокома Южно-Уральского района. По Д. А. Джангирьянцу. 1 — скважины; 2 — хлориднокальциевый тип вод; 3 — сульфатнонатриевый и гидрокарбонатнонатриевый типы вод; 4 — направление стока подземных вод; 5 — изогалы в г/л; 6 — границы крупных тектонических поднятий и прогибов; 7 — региональные тектонические нарушения; 8 — граница распространения соляных куполов.

Изучая палеогидрогеологическую историю данного региона, М. П. Распопов пришел к выводу о доминирующем значении седиментационных этапов формирования подземных вод и подчиненной роли инфильтрационных этапов.

Днепровско-Донецкий бассейн

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн в тектоническом плане приурочен к впадине одноименного названия и ограничивается на северо-востоке Воронежским выступом, на северо-западе Белорусским поднятием, на юго-западе Украинским кристаллическим массивом и на юго-востоке складчатым Донбассом.

Водоносные комплексы Днепровско-Донецкого бассейна связаны с мощной, порядка десяти километров, толщиной палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Гидрогеология триасовых и палеозойских отложений, с которыми связана нефтегазоносность Восточной Украины, охарактеризована в работах К. И. Макова, Б. И. Куделина, В. Я. Клименко, А. Е. Бабинец, Э. Е. Лондон, А. А. Карцева и др. Нефтяные и газовые месторождения здесь известны в девонских, каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложениях.

Основные водоносные комплексы приурочены к отложениям девона, нижнего карбона, среднего карбона, верхнего карбона, нижней перми, триаса, юры, верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичным.

Областями питания являются склоны Украинского и Воронежского кристаллических массивов. Области разгрузки приурочены к долинам рек Днепра и Северного Донца. Кроме того, местные очаги разгрузки наблюдаются на некоторых структурах, осложненных тектоническими нарушениями.

В зонах гидрогеологической закрытости повсеместно распространены крепкие рассолы с минерализацией, превышающей 300 г/л, относимые к хлориднокальциевому типу. Микроэлементы характеризуются стандартным набором: йод, бром, бор, аммоний. В газовом составе преобладают углеводородные газы, азот, гелий. Газонасыщенность весьма изменчива по площади и разрезу. Минерализация увеличивается с глубиной. В водах девонского комплекса она составляет 311 г/л; в каменноугольных — 200 г/л; в триасовых — 140 г/л.

Для водоносных комплексов мезо-кайнозойских отложений, используемых для водоснабжения, характерно наличие мало минерализованных и пресных вод гидрокарбонатнонатриевого типа. В бассейне наряду с седиментационными и древнеинфильтрационными водами, приуроченными к центральной части впадины, в верхних частях разреза распространены воды современной инфильтрации.

Во всех водоносных комплексах наблюдается тенденция к увеличению минерализации с севера на юг. В северных районах, характеризующихся неглубоким залеганием верхнепалеозойских пород, развиты мало минерализованные и пресные воды гидрокарбонатнонатриевого и сульфатнонатриевого типов. Высоко минерализованные воды сульфатнонатриевого типа, почти не содержащие йода и брома, отмечены вблизи раскрытых соляных куполов.

Для всех водоносных комплексов выдерживается направление подземного потока с севера на юг. Пьезометрическая поверхность наклонена к югу и юго-востоку, что хорошо видно на схеме гидроизопьез (рис. 30).

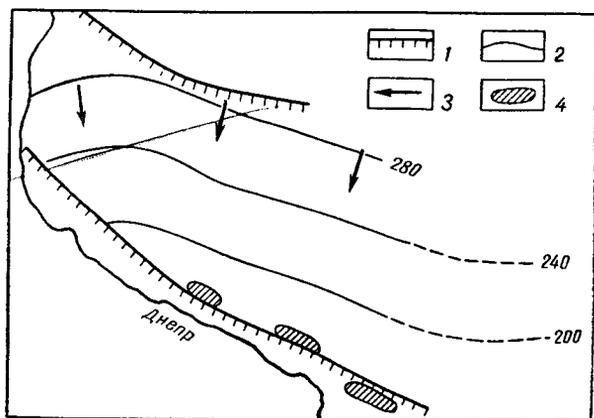


Рис. 30. Схема гидроизопьез средне-верхнекаменноугольного комплекса Днепровско-Донецкого бассейна. По Л. П. Шваю.

1 — граница распространения водоносных отложений среднего и верхнего карбона; 2 — гидроизопьезы; 3 — направление потока подземных вод; 4 — участки локального засоления.

Тимано-Печорский бассейн

Тимано-Печорский нефтегазоносный артезианский бассейн расположен между Тиманским кряжем и хребтами Урала и Пай-Хоя. На север бассейн раскрывается в Печорское море. Гидрогеология бассейна мало изучена. Основные вопросы освещены в работах Б. Н. Любомирова. Им выделено восемь водоносных комплексов: метаморфических сланцев, ижма-омринский, средне-девонский, верхнедевонский, каменноугольный, пермский, мезозойский и четвертичных отложений.

Водоносные комплексы юрских, пермских и каменноугольных отложений раскрыты, в них залегают грунтовые, карстовые безнапорные воды. Состав этих вод разнообразен. Вблизи залежей каменной соли в отложениях перми встречаются рассолы. Наиболее полно изучены водоносные комплексы, приуроченные к каменноугольным, девонским и пермским отложениям, с которыми связана нефтеносность, а также к ижма-омринским (додевонским) отложениям и метаморфическим сланцам.

В нефтегазоносных районах все воды терригенных горизонтов девона и более древних отложений характеризуются преобладанием хлоридов натрия, и величина минерализации достигает 250 г/л. Во всех горизонтах минерализация вод увеличивается к

востоку и к северо-востоку от Тимана. В этом же направлении наклонена пьезометрическая поверхность. Область создания напора в девонских и додевонских водоносных комплексах для изученной западной части Печорского бассейна приурочена к Тиманскому кряжу. Гидравлическое значение Уральского хребта еще не ясно. Характер региональной разгрузки вод не установлен, но Б. Н. Любомиров считает, что главные очаги разгрузки девонских и более древних водоносных комплексов находятся в районе Печорской гряды.

Воды, находящиеся в рифейских и девонских отложениях, относятся к хлориднокальциевому типу и имеют минерализацию от 22 до 234 г/л. Из микроэлементов содержатся бром и йод, часто в промышленных концентрациях. Растворенные газы представлены метаном, тяжелыми углеводородами, азотом. В рифейских отложениях отмечено повсеместное присутствие гелия. Аналогичным составом обладают и воды каменноугольных отложений в тех случаях, когда они находятся в условиях хорошей закрытости. Так, например, на Джебольской площади в турнейском горизонте зафиксированы хлориднокальциевые воды с минерализацией 230 г/л.

Минерализация вод пермского комплекса изменяется в широких пределах. Наряду с пресными водами наблюдаются рассолы с минерализацией, превышающей 250 г/л.

Воды мезозоя имеют разнообразный ионно-солевой состав и низкую степень метаморфизации. Среди растворенных газов преобладают азот и углекислый газ.

В четвертичных отложениях наряду с обычными для верхов зоны свободного водообмена водами встречаются минерализованные воды хлориднокальциевого типа за счет подтока глубинных вод.

По мнению Б. Н. Любомирова, в среднедевонское и каменноугольное время бассейн характеризовался элизионным режимом, сменившимся, начиная с верхнепермского времени, инфильтрационным.

Западно-Сибирский бассейн

Западно-Сибирский артезианский бассейн площадью порядка 3 млн. км² расположен между Уральской, Центральноказахстанской и Енисейской складчатыми областями. Разрез осадочного чехла сложен преимущественно терригенными породами мезозойского и кайнозойского возрастов. Нефтегазоносность связана с юрскими, нижнемеловыми (готерив-баррем) и верхнемеловыми (сеноман) отложениями.

Изучением гидрогеологии бассейна занимались: М. С. Гуревич, Н. Н. Ростовцев, Л. М. Зорькин, Б. Ф. Маврицкий, В. Б. Торгованова, А. А. Розин, О. В. Равдоникас, Н. М. Кругликов, Г. А. Толстиков, Б. Ф. Никонов и др.

Этот чрезвычайно крупный бассейн подразделяется на ряд артезианских бассейнов второго и третьего порядка. Такими краевыми бассейнами, служащими своеобразными областями питания для главного бассейна, являются: Тобольский на юго-западе; Иртышский на юге (где, в свою очередь выделяется Барнаульский бассейн третьего порядка); Чулымский на юго-востоке и Усть-Енисейский на северо-востоке.

В разрезе Западно-Сибирского бассейна установлено семь водоносных комплексов и четыре водоупора. Глинистым водоупором верхнеюрского и валанжинского возраста весь разрез делится на две части. Нижняя часть разреза объединяет I и II водоносные комплексы юрского возраста, которые гидравлически связаны между собой. Верхняя часть разреза бассейна охватывает от III до VII водоносного комплекса. Они разделены водоупорными толщами. Коньяк-сантонский водоносный комплекс (VII) характеризуется низкой водообильностью и низкой водоотдачей пород; сенманский (VI), альбский (V), аптский (IV) и валанжин-готеривский (III) водоносные комплексы наиболее водообильны и обладают хорошей водоотдачей. Воды известны и в трещиноватых метаморфизованных породах палеозойского фундамента.

На большей части площади бассейна вниз по разрезу и от обрамления к центру закономерно увеличивается минерализация вод. В целом она невелика и исчисляется десятками граммов на литр. Своеобразие гидрохимического облика вод бассейна заключается в широком распространении не только жестких, но и щелочных вод. Воды гидрокарбонатнонатриевого типа занимают внутреннюю и северную части бассейна (рис. 31). Минерализация вод гидрокарбонатнонатриевого типа увеличивается во всех водоносных комплексах в северо-западном и западном направлениях. Характер изменения по площади минерализации вод хлориднокальциевого типа для разных частей разреза различен. Для I и II водоносных комплексов минерализация достигает максимальных значений в районе Колпашево — Максимкин Яр на востоке бассейна (54—80 г/л). В Омской впадине она постепенно уменьшается до 27—32 г/л, а в западных районах до 12—17 г/л.

В III водоносном комплексе и относительно водоупорной толще готерив-барремского возраста минерализация вод достигает 23—25 г/л (район Омска). К северо-западу, северо-востоку и востоку от этого района минерализация вод уменьшается. В IV, V, VI и VII водоносных комплексах она составляет 18—20 г/л (район Тары). К западу и востоку от Тары минерализация вод понижается (на восток до 6 г/л, а на запад до 9—16 г/л). В III, IV, VI водоносных комплексах и в относительно водоупорной толще готерив-барремского возраста минерализация вод уменьшается (от 5,5 до 13 г/л) в направлении районов Тобольска и Уваты, Ханты-Мансийской впадины и Тюмени.

Содержание сульфатов в водоносных комплексах и относительно водоупорных толщах обычно не превышает 10 мг/л.

Степень метаморфизации вод на большей части разреза Западно-Сибирского артезианского бассейна с глубиной увеличивается, за исключением северо-западной (Березово) и юго-восточной (Омск — Татарск) районов, в пределах которых воды верхней части разреза более метаморфизованы, чем воды нижней части разреза.

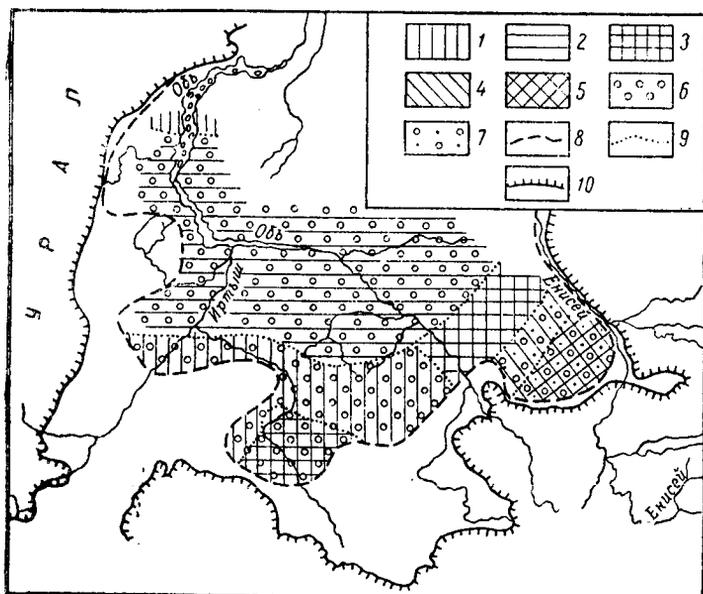


Рис. 31. Схематическая газогидродинамическая карта юрского водоносного комплекса Западно-Сибирского бассейна. По В. Б. Торговановой.

Воды: 1 — хлориднокальциевонатриевого состава хлориднокальциевого типа; 2 — хлориднатриевого состава хлориднокальциевого типа; 3 — хлориднатриевого и хлориднокальциевонатриевого состава хлориднокальциевого типа; 4 — хлориднатриевого состава гидрокарбонатнонатриевого типа; 5 — хлориднатриевого и гидрокарбонатнонатриевого состава гидрокарбонатнонатриевого типа; газы: 6 — метанового состава, 7 — метанового и азотно-метанового состава; 8 — границы распространения водоносного комплекса; 9 — границы между зонами; 10 — палеозойское обрамление.

Во всех водоносных комплексах и относительно водоупорных толщах значения хлор-бромного коэффициента увеличиваются с северо-запада (112—200) на восток и юго-восток (250). От бортов бассейна к его центру и сверху вниз по разрезу газонасыщенность увеличивается, а состав растворенных газов меняется от азотного к азотно-метановому и метановому. Содержание тяжелых углеводородов изменяется от следов в слабо минерализованных водах краевой части бассейна до 2—4% в водах внутренней части бассейна.

В настоящее время считается, что питание артезианского бассейна происходило со стороны Чулымо-Енисейского, Алтай-Саян-

ского обрамления, Казахского нагорья, Тургая, Южного и Среднего Урала, Мужинского вала.

Основной областью разгрузки является акватория Карского моря. Имеется также ряд внутренних областей разгрузки, приуроченных к долинам крупных рек и озерам.

Пьезометрическая поверхность всех комплексов наклонена от южных обрамлений бассейна к центру и далее на север. Уникальным является положение статических уровней на севере бассейна. Здесь в ряде скважин уровни устанавливаются на отметках ниже уровня Ледовитого океана. Л. М. Зорькин объясняет это явление резким поднятием в недалеком геологическом прошлом уровня океана. Из этого следует вывод о наличии в настоящее время неустановившейся гидродинамической обстановки.

Анализ палеогидрогеологической истории бассейна свидетельствует о том, что в отложениях юрского времени преобладают седиментационные воды. Отложения неокома характеризуются примерно равным распространением седиментационных и инфильтрационных вод. Вышеležающие отложения мелового возраста содержат в основном инфильтрационные воды.

Бассейны Сибирской платформы

В соответствии с гидрогеологическим районированием, предложенным И. К. Зайцевым, в пределах Сибирской платформы выделяются шесть артезианских бассейнов, подразделяемых, в свою очередь, на ряд гидрогеологических районов (рис. 32).

Промышленные нефтеносность и газоносность установлены только в двух бассейнах — Ангаро-Ленском и Якутском.

Ангаро-Ленский бассейн с востока, юго-востока, юго-запада и запада ограничен архейскими и протерозойскими кристаллическими массивами Предбайкальской, Восточно-Саянской и Енисейской горных систем. На севере границей служит широкая зона палеозойских внутриплатформенных поднятий между Ангаро-Ленским, Тунгусским и Якутским артезианскими бассейнами.

Бассейн подразделяется на три гидрогеологических района (Верхоленский, Приангарский, Канский), кроме того выделяется Иркутский суббассейн.

Будучи приурочен к южной части Сибирской платформы, этот бассейн связан с двумя тектоническими элементами: Ангаро-Ленским прогибом и юго-западной частью Вилюйской впадины.

В Ангаро-Ленском артезианском бассейне в Верхоленском гидрогеологическом районе, сложенном слабо дислоцированными карбонатными, частично терригенными отложениями нижнепалеозойского и верхнепротерозойского времени, установлена промышленная нефтегазоносность на Марковском месторождении. Она связана с марковским горизонтом мотской свиты, относимой к протерозойской группе, и двум горизонтам нижнекембрийского возраста.

Воды первого водоносного комплекса характеризуются сравнительно пониженной минерализацией, преобладанием в солевом составе хлоридов натрия и малым количеством брома и других микрокомпонентов. Воды второго водоносного комплекса отличаются очень высокой минерализацией, преобладанием в солевом составе хлоридов кальция (до 80%). В центральной части бассейна величина коэффициента $\frac{r_{Na^+}}{r_{Cl^-}}$ составляет 0,01—0,02 при

коэффициенте $\frac{r_{Cl^-} - r_{Na^+}}{r_{Mg}} = 7-9$. Отмечается большое содержа-

ние брома и других микрокомпонентов. Воды третьего водоносного комплекса очень близки к водам соленосного комплекса; но, как правило, воды мотской и ушаковской свит по сравнению с водами усольской свиты обладают пониженной минерализацией и меньшим содержанием брома и других микрокомпонентов.

Сверху вниз по разрезу отложений нижнекембрийского отдела химический состав вод закономерно изменяется в сторону возрастания минерализации и метаморфизации. Колебания значений минерализации зависят от регионального погружения в центральные части бассейна, где минерализация вод превышает 300 г/л. Такая же закономерность наблюдается и в отношении брома (по усольской свите). В этом же направлении увеличивается интенсивность нефтегазопроявлений.

Питание первого водоносного комплекса осуществляется за счет поверхностных вод водораздельных пространств и возвышенностей. Наиболее дренирующими являются долины рек Ангары и Лены с их притоками. Областями питания подземных вод, приуроченных к отложениям солевой и подсолевой толщ, являются склоны Саянских, Прибайкальских гор и Енисейского кряжа. В питании и разгрузке этих вод существенное значение имеют глубокие тектонические разломы или системы трещин.

Якутский бассейн. Здесь выделяются следующие гидрогеологические районы: Лено-Алданский, Вилюйский, Березово-Черендейский, Нюйский и Приверхоанский.

Границами бассейна являются: на востоке — горноскладчатая область Верхоянья и хребта Сетта-Дабан; на юге — Алданский кристаллический массив и Байкальская складчатая область; юго-западная граница неясна, так как зона раздела с Ангаро-Ленским бассейном не установлена; на западе и северо-западе — Баутобийский вал и Мархинское поднятие.

Основными тектоническими элементами бассейна являются: северный склон Алданского массива, Вилюйская впадина, Приверхоанский прогиб и южные склоны Анабарского массива. Геологический разрез здесь представлен породами кайнозой-палеозойского возраста.

Промышленная газоносность установлена в Вилюйском и Приверхоанском гидрогеологических районах, где соответственно газоносны отложения триасового и нижнеюрского возраста.

Для Якутского артезианского бассейна характерно повсеместное развитие мощной толщи вечномерзлых пород. Зоны отсутствия вечной мерзлоты (талики) известны только на северном склоне Алданского массива.

Н. И. Толстихин подразделяет подземные воды Якутского артезианского бассейна на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

В кайнозойских отложениях водоносные горизонты приурочены к рыхлым песчаным породам, где воды переходят в жидкую фазу только в теплый период года. В местах, где существуют благоприятные условия для циркуляции вод, распространены порово-пластовые воды.

В мезозойских отложениях Приверхоянского прогиба и Вилюйской впадины, представленных породами мелового возраста, распространены преимущественно порово-пластовые подземные воды, но известны и трещинно-пластовые, в частности в нижнеюрских и триасовых отложениях, сложенных трещиноватыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Синклиналиобразное залегание мезозойских отложений в Якутском артезианском бассейне, осложненное тектоническими нарушениями, обуславливает значительные напоры в водоносных горизонтах по мере увеличения глубины их залегания. Аномально низкие значения пьезометрических уровней пластовых вод отмечаются на Вилюйской, Намской и Бахыпайской структурах для водоносных горизонтов средневерхнеюрских и нижнемеловых отложений, что обусловлено наличием вечномерзлых пород, затрудняющих питание этих горизонтов. В отдельных водоносных горизонтах пьезометрические уровни расположены на 285 м ниже уровня Мирового океана, что, очевидно, характерно для начальной стадии отступления вечной мерзлоты.

В палеозойских отложениях северного склона Алданского массива и Березовской впадины, представленных терригенно-карбонатными, карбонатными и галогенными породами, распространены трещинно-пластовые и карстово-пластовые воды. По мере увеличения мощности пород палеозоя и их погружения возрастают напоры подземных вод.

В Якутском артезианском бассейне наблюдается нормальная картина гидрохимической зональности с увеличением минерализации по разрезу. В целом для бассейна намечается следующая картина.

Зона гидрокарбонатнонатриевых пресных вод с минерализацией до 1 г/л распространена на северном склоне Алданского массива в верхних наиболее промытых частях разреза.

Зона сульфатнонатриевых слабоминерализованных вод с минерализацией до 3 г/л приурочена к области развития карбонатных пород палеозойского возраста на северном склоне Алданского массива и в Березовской впадине, а также в мезозойских отложениях Приверхоянского прогиба и Вилюйской впадины.

Зона рассолов хлориднокальциевого типа характерна как для палеозойских, так и для мезозойских отложений бассейна. В ее пределах в мезозойских отложениях (в Приверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе) по минерализации вод выделяются четыре подзоны: с минерализацией воды 105 г/л в Китчанской скважине (1900 м); с минерализацией воды 89 г/л в Усть-Вилюйской скважине (2000 м); с минерализацией воды 43 г/л в Бахынайской скважине (2500 м) и с минерализацией воды 30 г/л в Намской скважине (220 м). Отложения нижней юры в этой зоне регионально газоносны и к ним приурочены месторождения горючего газа: в Усть-Вилюйском районе. Здесь наблюдается увеличение содержания брома с глубиной. Содержание сульфатов в воде ничтожно мало. Содержание йода не превышает 1—2 мг/л.

В Березовской впадине Ангаро-Ленского прогиба, где широко распространены галогенные породы кембрия, выделяется зона хлориднокальциевых вод с минерализацией 270—400 г/л, высоким содержанием брома (более 4 г/л), малым значением отношения $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ (0,11—0,30), и незначительным содержанием сульфатов. Хлор-бромный коэффициент колеблется в пределах 44—55. Спонтанные газы азотно-метанового состава содержат более 8% тяжелых углеводородов.

Вопрос о местонахождении областей питания и разгрузки подземных вод для Якутского артезианского бассейна остается нерешенным. Многие исследователи считают, что основная область питания палеозойских и мезозойских водоносных горизонтов находится в районе Лено-Алданского плато, где относительно высокое гипсометрическое положение района благоприятствует инфильтрации атмосферных осадков, а моноклиальное погружение пород в северном направлении способствует продвижению вод в глубь бассейна.

Локальными участками разгрузки для мезозойских водоносных горизонтов служат сквозные талики, развитые под глубокими озерами в центральной части бассейна, в междуречье рек Лены и Вилюя; для пермских, триасовых, юрских и меловых водоносных горизонтов Приверхоянского прогиба областью питания предположительно считали западные отроги Верхоянского хребта. В последнее время начинает преобладать иная точка зрения. По данным А. И. Косолапова (1967 г.), областью питания является зона Кемпендяйских дислокаций в центре Вилюйской синеклизы. В этом случае Приверхоянский район, естественно, входит в артезианский бассейн равнинного типа, хотя в тектоническом плане и совпадает с областью предгорного прогиба.

Основной областью разгрузки палеозойских водоносных горизонтов считают долины р. Лены и ее притоков. В центральной части бассейна, где палеозойские водоносные горизонты обладают высокими напорами, они могут частично разгружаться в вышележащие мезозойские отложения.

Предгорно-равнинные артезианские нефтегазоносные бассейны

К числу бассейнов указанного типа относятся: Предкарпатский, Азово-Кубанский (Западно-Предкавказский), Восточно-Предкавказский с наложенным Терско-Дагестанским, Южно-Мангышлакский, Кара-Кумский.

Предкарпатский бассейн

Предкарпатский артезианский бассейн приурочен к Предкарпатскому прогибу, отделяясь на западе от Карпатской горно-складчатой гидрогеологической области крупным надвигом, экранующим водоносные горизонты этих регионов.

Изучением гидрогеологии описываемой территории занимались: А. Е. Бабинец, В. Т. Ткачук, С. З. Сайдаковский, А. Ф. Романюк, В. М. Щепак и др.

Промышленные залежи газа приурочены к верхнеюрским, верхнемеловым, верхнетортонским и нижнесарматским отложениям. Промышленные притоки нефти отмечаются из юрских отложений.

На основании того, что Предкарпатский бассейн отделен от горно-складчатой области Карпат и не получает внешнего питания с ее стороны, А. А. Карцев отнес его к равнинным артезианским бассейнам с внутренними зонами создания напора. Однако, поскольку области питания до сих пор окончательно не установлены, а принадлежность бассейна к предгорному прогибу является безусловной, мы считаем более логичным отнести его к предгорно-равнинным бассейнам.

Предкарпатский прогиб подразделяется на Внешнюю и Внутреннюю зоны. В свою очередь в пределах Внешней зоны выделяются: палеозойский, юрский, верхнемеловой и неогеновый водоносные комплексы. Подземные воды подчинены нормальной гидрохимической зональности с увеличением минерализации вниз по разрезу. Воды перечисленных комплексов относятся в основном к хлориднокальциевому типу по классификации В. А. Сулина с минерализацией порядка 40—190 г/л.

В водах неогеновых отложений юго-восточной части Внешней зоны прогиба наблюдается уменьшение минерализации. Воды хлориднокальциевого типа замещаются здесь водами сульфатнонатриевого или гидрокарбонатнонатриевого типов. Снижение минерализации происходит за счет подтока мало минерализованных вод со стороны Русской платформы. Иногда в неогеновых отложениях воды хлориднокальциевого типа отличаются аномально высокой минерализацией. Это явление обусловлено подтоком крепких рассолов из соленосных отложений Внутренней зоны прогиба (Стебникский надвиг).

Основными областями питания Внешней зоны прогиба на востоке являются склоны Украинского кристаллического массива, а на западе — центральная часть прогиба. Предполагается, что по-

ток подземных вод из центральной части прогиба попадает во Внешнюю зону в пределах приконтурной полосы, где подразделяется на два потока. Основная часть вод в мезозойских пластах направляется на северо-запад, а меньшая часть образует восходящий поток по дизъюнктивным нарушениям Стебникского надвига.

Основной областью разгрузки предположительно считают северо-западную часть Внешней зоны, характеризующуюся большой тектонической нарушенностью вблизи области сочленения с юго-западной окраиной Русской платформы. По мнению А. Ф. Романюка, наличие здесь смешанных (седиментационных и инфильтрационных и высоко минерализованных инфильтрационных вод обусловлено слабой дренированностью этой зоны и глинистым характером палеоген-неогеновых пород.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба включает четыре водоносных комплекса: палеоценовый (ямненский), эоценовый, олигоценый (менелитово-поляницкий), нижнемиоценовый (воротыщенско-стебникский). Ввиду сильной дислоцированности пород этой области, приводящей к перетокам вод в различные отложения, здесь наблюдаются локальные гидрохимические аномалии. Иногда такие аномалии создаются за счет отжатия вод из глин палеогенового возраста. В целом глубинные воды высоко минерализованы, относятся к хлориднокальциевому типу и имеют седиментационное происхождение. Древнеинфильтрационные воды, также встречающиеся здесь в отдельных районах, относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу и характеризуются меньшей величиной минерализации. Среди газов, растворенных в подземных водах, преобладает метан.

Для описываемой зоны характерно появление высоко минерализованных вод уже на глубинах порядка 50 м, что объясняется как палеогидрогеологическими условиями, так и наличием здесь соленосных пород нижнемиоценового возраста, перекрывающих палеогеновые отложения.

Современную фазу континентального режима А. Ф. Романюк (1969) связывает с концом нижнесарматского времени, когда на описываемой территории начала разрабатываться эрозионная сеть и в верхах разреза морские воды стали вытесняться инфильтрационными. Ввиду чрезвычайной медленности этого процесса палеогеновые и меловые отложения, содержащие седиментационные воды, еще не подверглись дренированию.

Азово-Кубанский (Западно-Предкавказский) бассейн

Азово-Кубанский нефтегазоносный артезианский бассейн ограничен на севере Украинским кристаллическим массивом и погребенными складками Донбасса, а на юге горами Большого Кавказа. Восточная граница проходит по Ставропольскому своду и на западе бассейн раскрывается в Азовское море.

Изучением гидрогеологии бассейна занимались В. А. Сулин, А. А. Карцев, В. С. Котов, А. Н. Шарданов, Д. И. Рогожин, В. Н. Матвиевко и другие исследователи. В тектоническом отношении бассейн приурочен к Азово-Кубанской впадине, выполненной отложениями мезо-кайнозойского возраста. Отрицательными структурными элементами здесь являются Западно- и Восточно-Кубанские прогибы, а положительными: Тимашевская ступень, Каневско-Березанский вал и Адыгейский выступ.

Нефтегазопосными здесь являются в основном понтические, мезотические, чокракские, майкопские, кумские, палеоценовые и нижнемеловые отложения. В разрезе бассейна выделяются следующие водоносные комплексы: юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

Юрский комплекс характерен для северного склона Кавказского мегантиклинория, где отложения этого возраста выходят на дневную поверхность. В зоне свободного водообмена известны многочисленные источники, где грунтовые воды часто обогащены сульфатами кальция за счет дренирования гипсов и ангидритов титонского яруса. Наблюдаются источники, дренирующие известняки кимериджа и песчаники келловейского яруса. Изредка источники бывают связаны с аргиллитами среднеюрского возраста и нижнеюрскими глинистыми сланцами. Для всех перечисленных источников характерно наличие пресных вод гидрокарбонатно-натриевого типа или слабо минерализованных вод сульфатно-натриевого типа.

По данным В. С. Котова, характерной особенностью глубоко залегающих юрских вод в районах Адыгейского выступа является обогащение их сульфатами, проникающими из упомянутых выше водоносных горизонтов титона. Кроме того, в основании юры наблюдается водоносный горизонт высоко минерализованных вод хлориднокальциевого типа.

Нижнемеловой гидрогеологический комплекс представлен терригенными горизонтами неоком-апт-альбского возраста. Напоры пластовых вод последовательно снижаются с юго-востока на северо-запад в сторону Азовского моря.

С распределением напоров совпадает и гидрохимическая зональность (рис. 33). Развитые вблизи области питания (площади Севастопольско-Баракаевская и Бесслеевская) пресные воды сульфатнонатриевого типа сменяются водами гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией порядка 25 г/л (на площадях Каневско-Березанского вала). Гидрокарбонатнонатриевый тип вод к северу сменяется водами хлоркальциевого типа с минерализацией до 85 г/л. Из микрокомпонентов здесь отмечаются йод, бром, бор и аммоний в повышенных концентрациях.

Газовый состав вод преимущественно углеводородный, газонасыщенность достигает 3000 см³/л. Наиболее крупные газоконденсатные месторождения Ейско-Березанского и Майкопского районов приурочены к отложениям нижнемелового комплекса.

Воды верхнемелового возраста в областях выхода одноименных пород на северном склоне Кавказского хребта пресные, характерные для зоны свободного водообмена и относятся в основном к сульфатнатриевому типу. В западном и Восточно-Кубанском прогибах в одноименных отложениях отмечаются воды

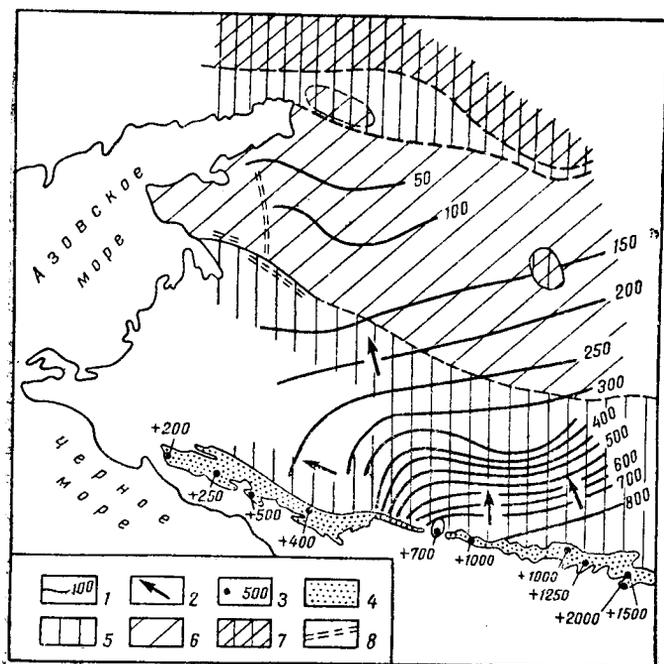


Рис. 33. Гидрогеологическая карта альского горизонта Азово-Кубанского бассейна. По Д. И. Рогожину и Т. И. Александровой.

1 — гидроизопьезы; 2 — направление регионального потока вод; 3 — абсолютные отметки открытого залегания пород нижнего мела; 4 — область открытого залегания пород нижнего мела (воды сульфатнатриевого типа); 5 — воды гидрокарбонатнатриевого типа; 6 — воды хлоркальциевого типа; 7 — область отсутствия альских отложений; 8 — тектонические нарушения.

с минерализацией 20—60 г/л, относимые к гидрокарбонатнатриевому и хлориднокальциевому типам.

Палеогеновый водоносный комплекс наиболее хорошо изучен по водам палеоценовых и нижнеэоценовых флишевых отложений южного борта Западно-Кубанского прогиба, где имеются месторождения нефти и газа. По данным В. С. Котова (1967), здесь установлены две гидрохимические зоны. Воды верхней зоны хлоридные, минерализованные, гидрокарбонатнатриевого типа приурочены к сводовым частям складок, воды нижней зоны высоко минерализованные, хлориднокальциевого типа развиты на южных крыльях складок, что позволило А. Г. Гарбузовой (1957) отнести

их к застойным, изолированным от влияния инфильтрационных современных вод.

Воды верхнего эоцена также изучены по названному выше району. Это слабо минерализованные воды гидрокарбонатнонатриевого типа. Для вод кумской свиты характерно высокое содержание йода, бора, органических веществ. В этих отложениях отмечено чрезвычайно высокое пластовое давление.

Воды терригенных палеоцен-эоценовых отложений известны в песчаных пластах по всему Западному и Центральному Предкавказью. Область питания приурочена к Минераловодскому выступу. Гидростатические уровни снижаются в северном и северо-восточном направлениях. По данным М. В. Мирошникова, между областью питания и Ставропольским сводом наблюдается зона слабо минерализованных вод. Севернее и северо-западнее находится зона вод гидрокарбонатнонатриевого типа несколько большей минерализации. Еще далее на север, северо-запад появляются высоко минерализованные воды хлориднокальциевого типа. Частичная область разгрузки возможна в районе Ергеней, где наблюдаются источники рассолов.

Воды майкопских отложений (олигоцен—нижней миоцен) известны в песчаных пластах, встречаемых в толще глинистых пород. Большой мощностью (до 950 м) и выдержанностью породы этого возраста отличаются в южной части Западно-Кубанского прогиба. Воды майкопских отложений гидрокарбонатнонатриевого и хлориднокальциевого типов слабо минерализованные. Минерализация и содержание хлора в них увеличиваются вверх по восстанию пород в направлении с северо-запада на юго-восток к району Нефтегорска, где данная закономерность нарушается.

О направлении движения и происхождении вод этих отложений имеются различные суждения. Ряд исследователей принимает зону выходов песчаных майкопских пород в районе Нефтегорска за область питания майкопского водоносного комплекса. Б. М. Яковлев считает район Нефтегорска областью разгрузки майкопских водоносных пород (на основании анализа статических уровней вод и аномально высоких пластовых давлений на Новодмитровском месторождении). Воды майкопских отложений, очевидно, имеют седиментационное происхождение.

Неогеновый водоносный комплекс представлен в основном терригенно-карбонатными породами чокрак-караганского, сарматского, мэотического, понтического и средне-верхнеплиоценового возраста с наибольшей мощностью в Западно- и Восточно-Кубанском прогибах. Отмечается увеличение минерализации и смена типов вод от гидрокарбонатнонатриевого до хлориднокальциевого в направлении с востока и юго-востока на запад, в центральную часть бассейна. Пьезометрические напоры вод также снижаются по мере продвижения в погруженную часть бассейна. Эти отложения являются инфильтрационной водонапорной системой с областями питания в районе Ставропольского свода и предгорьях

Большого Кавказа (Адыгейский выступ). Полагают, что инфильтрационные воды проникли в эти отложения сравнительно недавно и для большей части бассейна характерны седиментационные воды.

Восточно-Предкавказский бассейн

Восточно-Предкавказский нефтегазоносный артезианский бассейн на юге ограничен системой Большого Кавказа, на севере граница проходит по погребенному кряжу Карпинского, западной границей является Ставропольский свод. На юго-востоке, где тектоника значительно сложнее, выделяются Терско-Дагестанские наложенные артезианские бассейны, представленные в основном миоценовыми водоносными комплексами.

Изучением гидрогеологии Восточно-Предкавказского бассейна занимались: Н. Т. Линдтроп, Г. А. Максимович, С. А. Шагоянц, Г. М. Сухарев, В. Н. Корценштейн, М. В. Мирошников, И. Г. Киссин, Ю. К. Тарануха, А. А. Карцев и др.

Майкопская водоупорная толща, мощность которой достигает 1500 м, делит гидрогеологический разрез бассейна на две части: неоген-четвертичную и мезозойско-палеогеновую. Водоносные комплексы, залегающие выше майкопского водоупора, содержат пресные воды, используемые для водоснабжения. Нефти и газа они не содержат и в данном учебном пособии не рассматриваются.

Основными водоносными комплексами, залегающими ниже майкопского водоупора, являются: хадумский, эоцен-палеоценовый, верхнемеловой, нижнемеловой, юрский и домезозойский.

Домезозойский водоносный комплекс характеризуется развитием вод хлориднокальциевого типа, напоры уменьшаются с юга на север. Минерализация вод этого комплекса на Мирненской площади превышает 200 г/л.

Юрский водоносный комплекс в пределах северных склонов Кавказских гор характеризуется распространением пресных и мало минерализованных вод зоны свободного водообмена. В северном направлении вместе с погружением одноименных пород наблюдается и увеличение минерализации вод. Для верхнеюрских отложений на западе описываемой области наблюдается наличие высоко минерализованных вод хлориднокальциевого типа. М. В. Мирошников, основываясь на личных наблюдениях, считает, что на восточном погружении Минераловодского выступа существует как бы экран, отделяющий высоко минерализованные верхнеюрские воды на востоке от мало минерализованных вод на западе. Экраном в данном случае, по-видимому, является мощный разлом.

Нижнемеловой водоносный комплекс распространен в пределах всего бассейна. Общая минерализация и метаморфизация увеличиваются в северном и северо-восточном направлениях. В этих же направлениях наклонена и пьезометрическая поверхность. В предгорьях Кавказского хребта развиты пресные и мало минерализованные воды пестрого состава. В Терско-Кумской впадине воды

уже высоко минерализованные хлориднокальциевого типа с предельными давлениями насыщения растворенных газов. Состав газов в основном метановый, за исключением района Минераловодского выступа. Глубинные воды Терско-Кумской впадины характеризуются очень высокими температурами — до 150°С.

Южнее Надзорненской площади воды почти пресные. Эту гидрохимическую аномалию М. В. Мирошников (1960) объясняет перетоком опресненных напорных вод из отложений апта и альба в породы палеоцен-эоценового возраста в местах размыва верхнемеловых отложений.

Верхнемеловой водоносный комплекс по распространенности, направлению изменения минерализации и метаморфизации сходен с нижнемеловым. На площадях Центрального Ставрополя фиксируются, как правило, высоко минерализованные воды хлориднокальциевого типа. На севере Минераловодского выступа М. В. Мирошников (1966) отмечает гидродинамический максимум, обусловленный перетоком высоконапорных вод из отложений неокома по трещинам зоны разломов.

Основной закономерностью в распределении мезозойских вод является направление движения на север, северо-восток с увеличением минерализации и переходом вод в хлориднонатриевые рассолы.

Г. М. Сухарев (1949) указывает на наличие в мезозойских отложениях Затеречной равнины на расстоянии около 300 км от области питания скрытых очагов разгрузки.

Эоцен-палеоценовый водоносный комплекс представлен в Ставрополе песчаниками и алевролитами мощностью до 500 м. Минерализация вод здесь невысока и они относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу. Содержание сульфатов достигает нескольких процент-эквивалентов. Наблюдается недонасыщенность вод растворенными газами, за исключением района Минераловодского выступа, где воды обогащены углекислым газом. В эоцен-палеоценовых отложениях отсутствуют крупные залежи газа и нефти, встречены лишь мелкие скопления газа. Выдерживается тенденция к снижению напоров и повышению минерализации в северном и северо-восточном направлениях. Области питания и создания напоров находятся в зоне выходов этих отложений в предгорьях Кавказа; также вероятно поступление вод из мезозойских отложений. Область разгрузки предположительно находится в районе Манычских дислокаций.

Хадумский водоносный комплекс наиболее полно изучен по алевроитовым отложениям, с которыми связаны основные газовые залежи Ставрополя. Минерализация хадумских вод увеличивается в северо-восточном направлении. Узкая полоса песчано-алевролитовых пород-коллекторов протягивается в северо-восточном направлении, где она характеризуется максимальной мощностью и проницаемостью пород-коллекторов. Менее минерализованные воды

развиты на юго-западе. Воды хадумского горизонта относятся к гидрокарбонатнонатриевому и хлориднокальциевому типам, иногда встречается хлоридномагнийевый тип (на севере Сенгилеевского месторождения и к северо-востоку от Казинского месторождения). Минерализация вод изменяется в пределах 25—70 г/л.

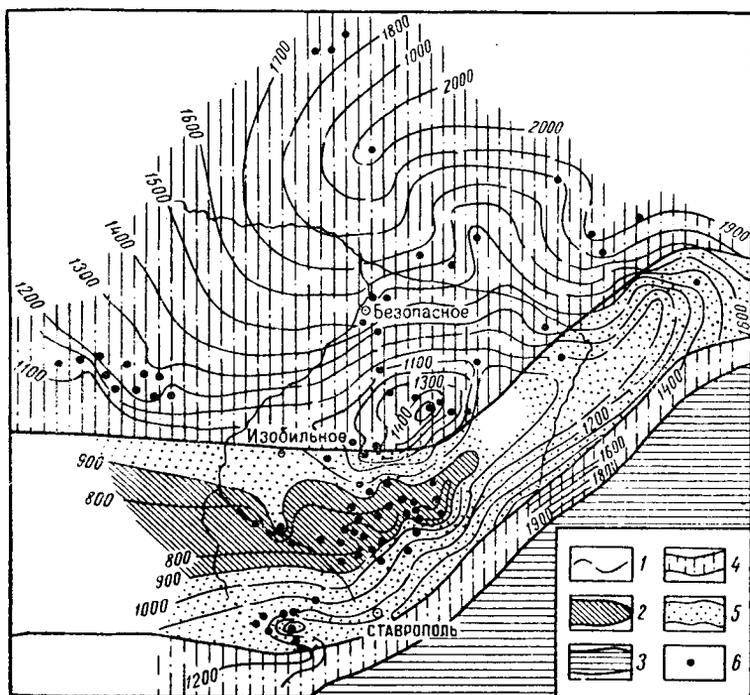


Рис. 34. Схематическая карта изменений общей минерализации хадумского водоносного горизонта Ставрополя. По В. Н. Корценштейну.

1 — изоминеры в мг-экв/л; 2 — зона с минерализацией до 900 мг-экв/л; 3 — зона развития глин; 4 — зона преимущественного развития глин; 5 — главная полоса песчано-алевритовых отложений; 6 — точки опробования.

Характерно повышенное содержание йода. Хадумские воды насыщены в основном метаном (до 99,7%).

Напоры хадумских вод закономерно понижаются с юго-запада на северо-восток. Многие исследователи считают воды хадумских отложений инфильтрационными. Области питания предположительно находятся в горах Кавказа, где, однако, хадумские отложения не выходят на поверхность. Поэтому существует концепция подземного питания вод за счет перетока из майкопских водоносных песков (В. Н. Корценштейн) или из мезозойских водоносных толщ Большого Кавказа (А. А. Карцев). Очаги разгрузки хадумского водоносного комплекса не установлены (рис. 34).

Терско-Дагестанские бассейны

Терско-Дагестанские артезианские бассейны приурочены к юго-восточной окраине основного Восточно-Предкавказского артезианского бассейна и представляют собой наложенные бассейны преимущественно с миоценовыми водоносными комплексами, снизу ограниченными майкопской глинистой толщей. Наиболее хорошо изучен Терский бассейн.

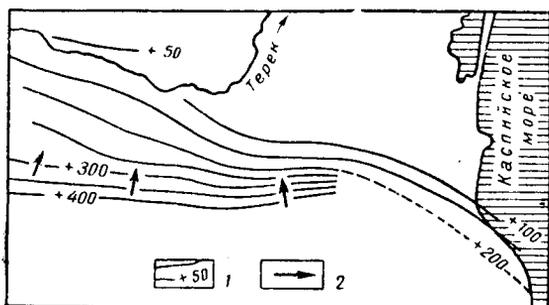


Рис. 35. Карта гидронизопьез первой группы песчаников чокракско-спиралисовых слоев Терско-Дагестанской нефтегазоносной области. По Г. М. Сухареву.

1 — гидронизопьезы; 2 — направление подземного потока.

В целом для Восточно-Предкавказского бассейна мезозойские и палеогеновые отложения находятся в условиях гидрогеологически закрытых структур. Для вод этих отложений характерна повышенная минерализация. Здесь распространены минерализованные воды хлориднокальциевого, реже гидрокарбонатнонатриевого типов. В зонах раскрытого залегания пород, т. е. на северном склоне Кавказского хребта, распространены пресные и слабо минерализованные воды преимущественно сульфатнонатриевого типа.

В наложенных артезианских бассейнах для неогеновой водоносной толщи (чокракский и караганский горизонты) наблюдаются совершенно иные закономерности распределения подземных вод по разрезу и по площади. По карагано-чокракским песчаным пластам минерализация вод повышается в северном направлении. По вертикальному разрезу наблюдается очень незначительное увеличение минерализации вод с глубиной их залегания. Так как проницаемость песчаных пластов неогена по разрезу разная, минерализация вод иногда скачкообразно изменяется. Так, на Октябрьском нефтяном месторождении в песчаниках акчагыльского и мзотического ярусов минерализация вод очень низкая, а в сарматском ярусе повышается до 50 г/л. В высоко проницаемых песчаниках караганского яруса встречаются слабо минерализованные почти пресные воды, минимальная минерализация их отмечается в песчаниках XIII пласта, который характеризуется вы-

сокой проницаемостью. В песчаниках чокрака минерализация вод понижается в мощных, хорошо проницаемых XVI и XVII пластах, где она составляет 6 г/л. Минерализация возрастает и щелочные воды сменяются жесткими в XVIII, XIX, XX и XXI пластах. В поднадвиговой зоне минерализация вод возрастает до 20 г/л, увеличивается содержание микроэлементов (йода, брома, бора и др.). Воды, залегающие ниже XII пласта, являются высокосульфатными (содержание сульфат-иона превышает 1%-экв.).

По простиранию пластов минерализованные воды располагаются в застойных районах вблизи залежей, за тектоническими нарушениями и т. д. В региональном плане, как уже отмечалось выше, наблюдается повышение минерализации вод в северном направлении, куда наклонена и пьезометрическая поверхность (рис. 35). Для Терского бассейна областью питания являются Черные горы Кавказа и многочисленные, в основном открытые очаги разгрузки в передовых хребтах.

Южно-Мангышлакский бассейн

Границами Южно-Мангышлакского нефтегазонасного артезианского бассейна на севере являются поднятия Каратау, а на юге складки Большого Балхана и Куба-Дага. Восточная граница бассейна не установлена. На западе бассейн открыт в сторону Каспийского моря, так же как на востоке Восточно-Предкавказский бассейн. Предполагается, что оба они являются частями Среднекаспийского бассейна. Однако ввиду недостаточной изученности этого вопроса описание бассейнов дается раздельно.

Гидрогеологию описываемой территории изучали Е. А. Барс, С. А. Сергеев, Ж. С. Садыков, К. Ф. Орфаниди, В. Б. Колпаков, В. Н. Корценштейн, У. М. Ахмедсафин, Л. И. Морозов, Ю. А. Висковский, Ю. П. Гаттенбергер, В. В. Ягодин и др.

В геологическом строении бассейна участвуют пермо-триасовые, юрские, меловые и палеогеновые отложения. Нефтегазонасность связана с юрскими и нижнемеловыми отложениями. Здесь установлены четыре водоносных комплекса: пермо-триасовый, юрский, меловой и палеогеновый. Весь разрез делится мергелистоглинистыми породами оксфордского и верхнекелловейского возраста на два гидрогеологических этажа. В свою очередь, в верхнем этаже выделяются: альб-сеноманский и неокомский, водоносные комплексы, а в нижнем — пермо-триасовый и юрский.

В альб-сеноманских отложениях мелового комплекса воды мало минерализованы (порядка 10 г/л) и относятся к сульфатно-натриевому и гидрокарбонатнонатриевому типам (рис. 36). Воды неокомских отложений относятся к хлориднокальциевому типу с минерализацией до 35 г/л. Ю. П. Гаттенбергер (1971) отмечает резкое снижение газонасыщенности вод по мере удаления от газовых залежей и смену метанового состава азотным.

Глубинные воды юрского водоносного комплекса характеризуются минерализацией до 170 г/л, отсутствием сульфатов и от-

носятся к хлориднокальциевому типу. Для них характерна высокая (до 1200 см³/л) газонасыщенность с преобладанием метана и высоким (до 20%) содержанием тяжелых углеводородов.

Воды пермо-триасового комплекса известны только в областях выходов одноименных пород на дневную поверхность. С. Е. Чака-

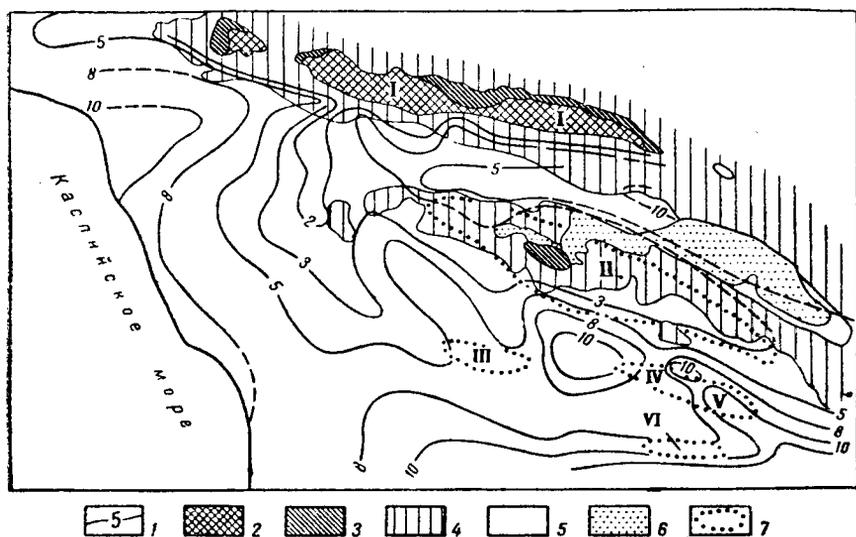


Рис. 36. Карта минерализации вод верхнеальбских горизонтов Южно-Мангышлакского бассейна.

1 — линия равной минерализации в 2/л; 2 — отложения пермо-триаса в районе Каратау; 3 — юрские отложения; 4 — меловые отложения; 5 — неоген-палеогеновые отложения; 6 — золотые пески, содержащие пресную воду; 7 — контуры положительных структур. I — хребет Каратау; II — Беке-Башкудукский вал; III — Жетыбай; IV — Карамандыбас; V — Узень; VI — Тенге.

баев и др. (1967) предполагают наличие напорных вод в этих отложениях в Южно-Мангышлакском прогибе.

Воды палеогена и четвертичных отложений являются грунтовыми. Происхождение меловых вод трактуется как инфильтрационное и только на юго-востоке, возможно, остались седиментационные воды. Юрские породы характеризуются водами седиментационного происхождения, так как инфильтрационный режим возник здесь сравнительно недавно. Инфильтрационные воды, создающие напор, распространены в виде узкой полосы на севере бассейна.

Области разгрузки подземных вод здесь совершенно не изучены.

Каракумский бассейн

Каракумский нефтегазоносный артезианский бассейн ограничен на западе Туаркыр-Кубадагской и Балханской горными системами, на юге — Копетдагским горноскладчатым сооружением, на

юго-востоке, в пределах Афганистана, — отрогами Паропамиза, на востоке — горными сооружениями Гиссарской и Зеравшанско-Туркестанской горных систем, а на северо-востоке — Кызылкумской системой небольших хребтов и возвышенностей. На севере и северо-западе граница Каракумского бассейна проводится по Центральноустуртской зоне поднятий.

Разрез осадочного чехла сложен преимущественно терригенными песчано-глинистыми отложениями мезо-кайнозойского возраста. Нефтегазоносность связана с мезозойскими отложениями.

Изучением гидрогеологии Каракумского нефтегазоносного артезианского бассейна занимались Б. А. Бедер, Л. Г. Борзасева, А. А. Карцев, В. А. Кудряков, В. Н. Корценштейн, Я. А. Ходжакулиев, Л. Б. Митгарц, Л. В. Соколовский, В. В. Печерников и многие другие.

Основные водоносные комплексы приурочены к юрским, нижнемеловым, верхнемеловым и палеоген-неогеновым отложениям. Водоупорными толщами являются верхнеюрский, нижнеальбский, нижнегуронский и эоценовый комплексы. Особенностью этих толщ являются их локальное распространение по площади, резкие колебания мощностей.

Воды юрского водоносного комплекса характеризуются высокой минерализацией и метаморфизацией и повсеместно относятся к хлориднокальциевому типу (рис. 37). В северо-западном направлении от отрогов Зеравшанского и Гиссарского хребтов минерализация увеличивается. В юрском комплексе на рост общей минерализации влияют и процессы выщелачивания каменной соли, имеющие место в районах распространения этих отложений; здесь натрий-хлорный коэффициент составляет 0,98. Вниз по разрезу также наблюдается увеличение минерализации и метаморфизации вод. Сульфатность вод по всей территории составляет 0,4—1%-экв., за исключением районов предгорий Зеравшанского и Гиссарского хребтов, где она возрастает до 3%-экв. и предгорий Копет-Дага, где содержание сульфатов достигает 40%-экв. Присутствуют микрокомпоненты: аммоний, бром, йод. В растворенных газах содержатся углеводороды, преимущественно метан. По мере удаления от залежей возрастает дефицит насыщения и уменьшается относительное содержание углеводородов за счет роста концентрации азота.

Воды нижнемелового комплекса отличаются большей пестротой ионно-солевого состава (рис. 38). Рост общей минерализации вод, как и в юрском комплексе, наблюдается в северо-западном направлении от горных сооружений Зеравшанского и Гиссарского хребтов. В этом же направлении происходит смена гидрокарбонатно-натриевого типа вод сульфатнонатриевым и хлоридномагниевым и далее хлориднокальциевым. Сульфатность вод колеблется в пределах от нуля до 25%-экв., в районах сильно затрудненного водообмена она незначительна (не более 1%-экв.). В водах, нижнемелового комплекса присутствуют йод, бром и аммоний. В составе

растворенных газов преобладает метан, а по мере удаления от залежей увеличивается содержание азота. Характерной особенностью гидродинамических условий нижнемелового комплекса являются пониженные значения напоров вод по сравнению с вышележащим верхнемеловым комплексом. Понижение приведенных

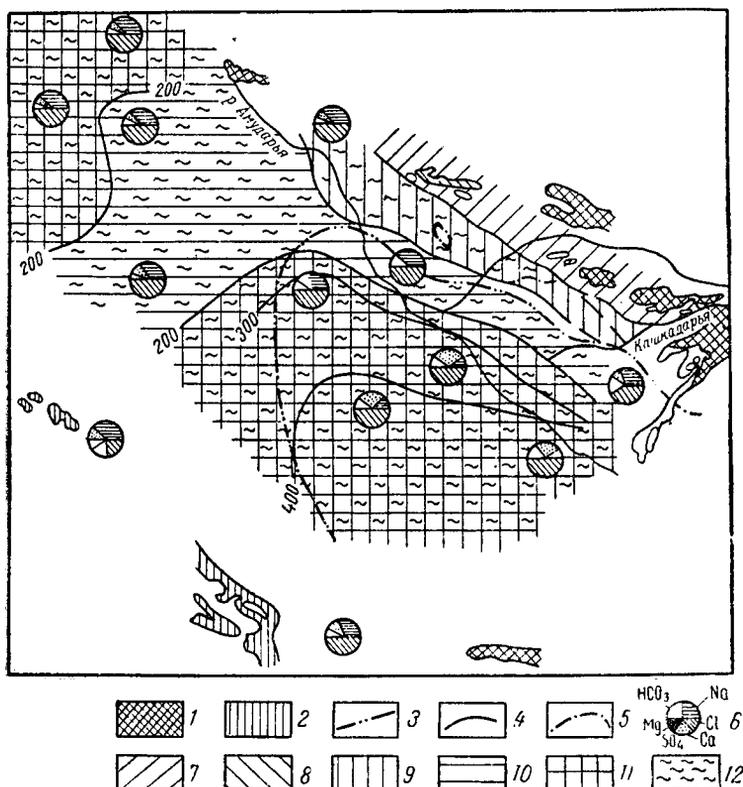


Рис. 37. Схематическая гидрохимическая карта юрского водоносного комплекса Каракумского артезианского бассейна.

1 — области выхода на поверхность доюрских отложений; 2 — области развития юрских отложений на дневной поверхности; 3 — границы распространения Гаурдакской соленосной толщи; 4 — изоминеры в г/л; 5 — изосульфаты в %-экв; 6 — график-круг; зоны распространения подземных вод с минерализацией: 7 — <10 г/л, 8 — 10—50 г/л, 9 — 50—100 г/л, 10 — 100—200 г/л, 11 — >200 г/л; сульфатность вод: 12 — <1%-экв, 13 — 1—5%-экв.

давлений происходит так же, как и в юрском комплексе, в северо-западном направлении.

Для верхнемелового водоносного комплекса характерны в общем те же закономерности, что и для нижнемелового. Общая минерализация и метаморфизация вод увеличиваются в северо-западном и западном направлениях по мере удаления от горных сооружений Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Причем в за-

падном направлении минерализация возрастает более резко. В этих же направлениях происходит и смена типов вод от гидрокарбонатнонатриевого до сульфатнонатриевого и затем хлоридно-кальциевого. Сульфатность вод колеблется в широких пределах от нуля до 30%-экв. Для Мубарекского, Каганского и Газлинского районов характерно наличие высокосульфатных вод. В составе

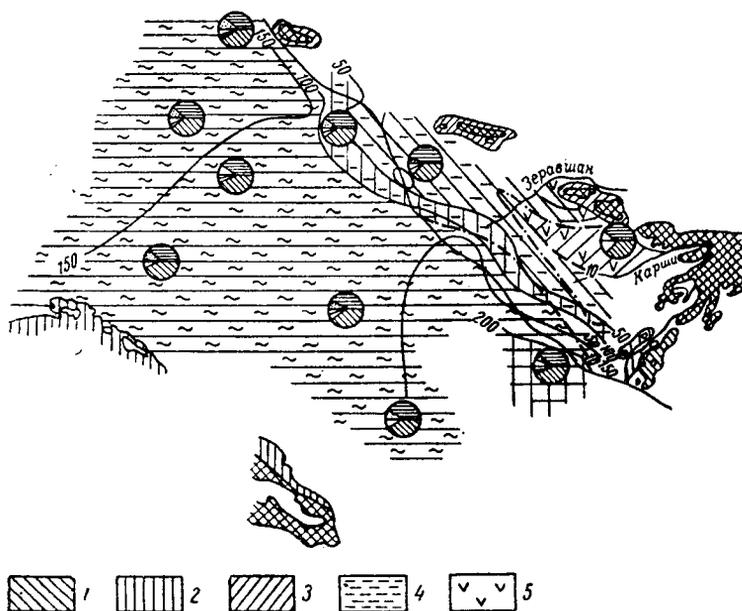


Рис. 38. Схематическая гидрохимическая карта нижнемелового водоносного комплекса Каракумского артезианского бассейна. 1 — области выходов на поверхность доннемеловых отложений; 2 — области развития на поверхности нижнемеловых отложений; 3 — области отсутствия нижнемеловых отложений под покровом более молодых пород; сульфатность вод: 4 — 1—5%-экв, 5 — >5%-экв. Остальные условные обозначения см. на рис. 37.

растворенных газов водоносных горизонтов верхнемелового комплекса преобладает азот, а в IX горизонте месторождения Газли установлено наличие кислорода.

Мало минерализованные воды палеоген-неогенового комплекса формируются в зоне свободного водообмена при наличии аридного климата и отличаются повышенным содержанием сульфатов и хлоридов.

Пьезометрические поверхности всех водонапорных комплексов наклонены в основном на запад и северо-запад, т. е. в направлении от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского горных сооружений. В Зеагли-Дарвазинском районе отмечается зона скрытой разгрузки вод. Кроме того, частичная разгрузка вод мезозойских

отложений происходит в Питнякском, Газлинском и Каганском районах.

Палеогидрогеологическая история свидетельствует о преобладании процессов накопления и метаморфизации седиментационных вод в погруженных зонах бассейна. Начиная с олигоценового времени, инфильтрационные воды проникают в толщи осадочных пород. Процесс замещения седиментационных вод инфильтрационными отмечается во всех отложениях, за исключением пород юрского комплекса.

Нефтегазоносные артезианские бассейны межгорного типа

Главнейшими нефтегазоносными артезианскими бассейнами межгорного типа в пределах СССР являются: Ферганский, Таджикско-Афганский и Южно-Каспийский, представленный на суше Западно-Туркменской и Азербайджанской частями.

Ферганский бассейн

Ферганский нефтегазоносный артезианский бассейн приурочен к Ферганской межгорной впадине, окруженной горноскладчатыми сооружениями.

Изучением гидрогеологии бассейна занимались Б. А. Бедер, Н. Т. Линдтроп, Е. В. Равикович, Л. Б. Митгарц, В. А. Кудряков, С. Н. Симмаков, М. И. Суббота, Р. Г. Семашев и др.

Здесь выделяются следующие водоносные комплексы: палеозойско-докембрийский, юрский, меловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

Воды палеозойско-докембрийского комплекса известны в горных сооружениях, обрамляющих впадину. Это минерализованные воды хлориднокальциевого типа с растворенными газами метаново-азотного состава.

Воды юрского комплекса характеризуются увеличением минерализации и метаморфизации по направлению от периферии к внутренним частям бассейна по мере погружения осадочной толщи. Если в предгорьях воды пресные гидрокарбонатнонатриевого типа, то в центральных частях впадины это крепкие рассолы, относящиеся к хлориднокальциевому типу. Среди растворенных газов наиболее характерным является метан (рис. 39).

Меловой комплекс изучен по водам альбского, сеноманского, туронского, сенонского ярусов. Воды меловых отложений характеризуются своеобразной гидрохимической слоистой зональностью. Верхняя часть верхнемеловых отложений — XIII—XIV пласты сенонского возраста — содержат крепкие рассолы хлориднокальциевого и сульфатнонатриевого типов. Воды верхней части нижнемеловых пород содержат слабо минерализованные воды. Так, например, воды XVIII пласта (сеноман), имея минерализацию 22 г/л, относятся к гидрокарбонатнонатриевого типу. Нижние

горизонты нижнемеловых отложений характеризуются снова крепкими рассолами.

В палеогеновых отложениях установлено восемь водоносных горизонтов, к которым приурочены и залежи углеводородов. В описываемом комплексе наблюдаются воды разнообразного генезиса: инфильтрационные, седиментационные, смешанные. На место-

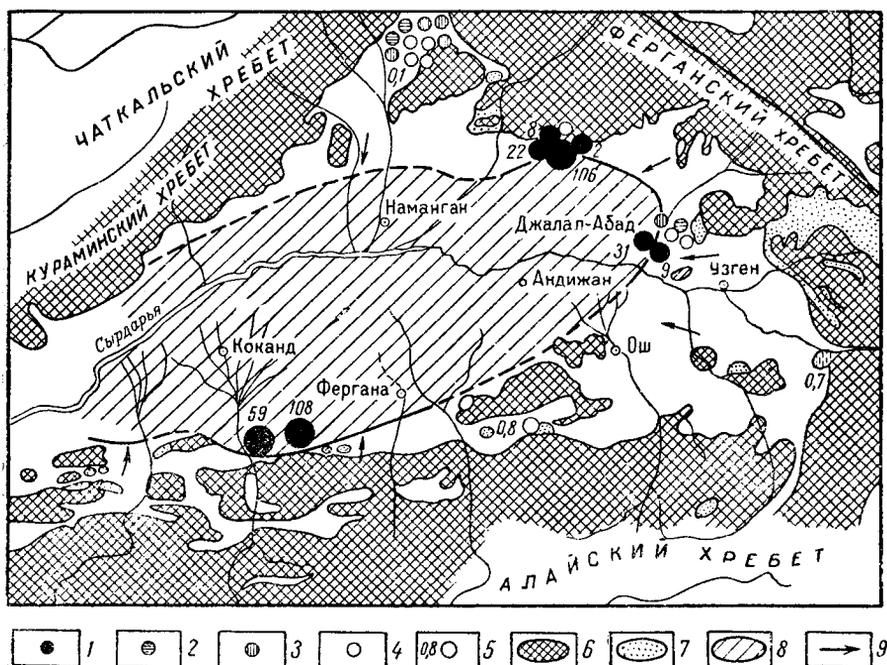


Рис. 39. Схема гидрогеохимии юрских отложений Ферганской впадины. По М. И. Субботе и С. Г. Жукову.

Воды: 1 — хлориднокальциевого типа, 2 — гидрокарбонатнонатриевого типа, 3 — хлоридномагниевого типа; 4 — сульфатнонатриевого типа; 5 — минерализация воды в г/л; 6 — выходы палеозойских и интрузивных пород; 7 — выходы юрских пород; 8 — зона вод высокой минерализации; 9 — направление подземного потока.

рождениях, тяготеющих к горному обрамлению (Яркутан), отмечаются мало минерализованные воды (до 7 г/л), на месторождении Чимион — воды щелочные гидрокарбонатнонатриевого типа, на месторождениях Шорсу и Сельрохо — жесткие воды, представленные рассолами хлориднокальциевого типа. На месторождении Шорсу в некоторых горизонтах отмечается высокое содержание сульфатов. В северо-восточной части бассейна минерализация увеличивается к центральной частью впадины. Местами в отложениях палеогенового возраста, несогласно срезанных бактрийским ярусом (III пласт на Палванташе и Южном Аламышике, V—

VII пласты в Ходжибаде), между пластами, слагающими крышку, и залежью нефти наблюдается водная прослойка, причем над нефтью и под нефтью воды по составу различны, в частности верхние воды менее минерализованы и более насыщены сульфатами.

Воды неогенового комплекса, как правило, мало минерализованы и относятся к гидрокарбонатнонатриевому или сульфатнонатриевому типам. В отдельных случаях наблюдаются высоко минерализованные воды хлориднокальциевого типа.

По современным представлениям в данном бассейне развиты седиментационные и инфильтрационные воды. Считается, что в пределах бассейна существуют две геогидродинамические системы.

Окраинные части впадины заполнены инфильтрационными водами, и областями питания являются горноскладчатые сооружения. Для внутренних районов характерны элизионный режим и движение вод от центра к периферийным частям бассейна.

Таджикско-Афганский бассейн

Таджикско-Афганский артезианский бассейн только частично входит в пределы СССР, большая его часть находится в Афганистане.

На севере Таджикско-Афганский бассейн ограничен Гиссарскими и Заалайскими горами, на востоке — Памиро-Дарвазским хребтом и на западе — юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Здесь выделяются три суббассейна: Сурхандарьинский, Вахшский и Кулябский. Изучением гидрогеологии описываемого бассейна занимались Б. А. Бедер, Л. С. Балашов и др.

Водоносные горизонты алайского и бухарского ярусов нижнего палеогена исследованы наиболее полно. Известняки бухарского яруса и гипсоносные известняки верхнего мела иногда представляют собой единый водоносный горизонт, с которым связаны залежи углеводородов. На месторождении Хау-Даг в бухарских известняках рассолы имеют минерализацию до 170 г/л, причем в ионно-солевом составе в значительных количествах присутствует сульфат-ион.

Нижнемеловые и юрские водоносные горизонты известны только в районах их выходов на дневную поверхность и характеризуются пресными слабо минерализованными водами в меловых отложениях. Водоносные горизонты юрского возраста, представленные гипсово-соленосной свитой, содержат воды повышенной минерализации.

Области создания напоров бассейна находятся в пределах Гиссарской и Заалайской горных систем. Однако следует помнить, что наряду с инфильтрационными здесь развиты и седиментационные воды. Процесс замещения седиментационных вод инфильтрационными далеко не завершен.

Южно-Каспийский бассейн

Западно-Туркменский и Азербайджанский артезианские бассейны, которые описывались ранее как самостоятельные гидрогеологические единицы, по современным представлениям могут рассматриваться как центриклинали Южно-Каспийского бассейна.

На западе граница описываемого бассейна с определенной степенью условности проводится по выходам мезозойских пород в предгорьях Большого и Малого Кавказа. Восточной границей являются горы Куба-Дага, Большого и Малого Балхана, Копет-Дага. Северной границей можно считать Апшеронский порог, протягивающийся в широтном направлении через Каспийское море. На юге бассейн ограничивается горной системой Эльбурса.

Основные запасы углеводородов в Южно-Каспийском бассейне связаны с плиоценовыми отложениями — продуктивной толщей Азербайджана и красноцветной толщей Западной Туркмении.

По мнению Г. М. Сухарева, А. А. Карцева и ряда других исследователей, водонапорная система этого бассейна относится к элизионному типу. Для него характерно явление гидрохимической инверсии.

Описание гидрогеологии дается по двум материковым частям бассейна.

Западно-Туркменская часть бассейна

Изучением гидрогеологии этого района занимались: К. П. Калинин, С. А. Ковалевский, В. Б. Порфирьев, Н. В. Тареева, И. Я. Ермилов, В. В. Семенович, А. В. Щербаков, Ю. В. Добров, Г. А. Борщевский, В. В. Колодий, А. Курбанмурадов, С. С. Джибути и др.

Основные водоносные и нефтегазоносные горизонты известны здесь в отложениях красноцветной толщи плиоцена мощностью до 2500 м. Воды красноцветной толщи в основном представляют собой рассолы хлориднокальциевого типа с минерализацией до 300 г/л. Для этих отложений характерна гидрохимическая инверсия. С глубиной минерализация вод снижается до 20—30 г/л и тип воды иногда переходит в гидрокарбонатнонатриевый. Наблюдается увеличение минерализации пластовых вод от центральных частей к окраинам.

В пределах структур, имеющих дизъюнктивные нарушения, распространены маломинерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого и сульфатнонатриевого типов. Здесь же часто наблюдаются восходящие источники, грязевые вулканы, выходы газов и нефти, иными словами, частичная разгрузка подземных вод.

Ю. В. Добров предложил следующую концепцию происхождения плиоценовых вод: инфильтрационные воды проникают по мезозойским пластам из Копетдагской горной системы Эльбурса внутрь бассейна, где разгружаются по дизъюнктивным нарушениям в нижних частях плиоценового водоносного комплекса. Мало минерализованные воды нижних горизонтов красноцветной

толщи представляют внедрившиеся в плиоценовые отложения метаморфизованные воды инфильтрационного генезиса. Эти воды оттесняют кверху насыщающие плиоценовые толщи седиментационные рассолы, частично выходящие на дневную поверхность.

В. В. Колодий развивает идею о седиментационном происхождении вод и о наличии здесь седиментационной водонапорной системы. В качестве факта, подтверждающего это положение, приводится аномально высокая величина пластового давления, которое нельзя объяснить за счет инфильтрации вод в горных системах, окружающих эту часть бассейна. Изучение карт гидроизопьез, по мнению В. В. Колодия, показывает, что снижение приведенных напоров и возможное движение вод направлено от центральных, наиболее погруженных частей бассейна к его окраинам. В результате отжимания воды из глин и весьма затрудненной разгрузки вод в местных очагах образуются аномально высокие пластовые давления (рис. 40).

Наличие мало минерализованных вод гидрокарбонатнонатриевого и сульфатнонатриевого типов в районах нефтяных месторождений В. В. Колодий объясняет конденсацией паров воды, содержащихся в углеводородном газе, в процессе вертикального перемещения по зонам разломов.

Одной из особенностей описываемой территории является расположение всех месторождений вблизи местных очагов разгрузки. Но в районах интенсивной открытой разгрузки вод (Боя-Даг) залежей нефти не наблюдается.

Пространственно все месторождения углеводородов тяготеют к окраинным зонам бассейна, куда направлен основной поток отжимаемых вод. Это еще раз свидетельствует в пользу седиментационной гипотезы.

Азербайджанская часть бассейна

В геологическом строении описываемой территории участвуют мезозойские, неоген-палеогеновые и четвертичные отложения.

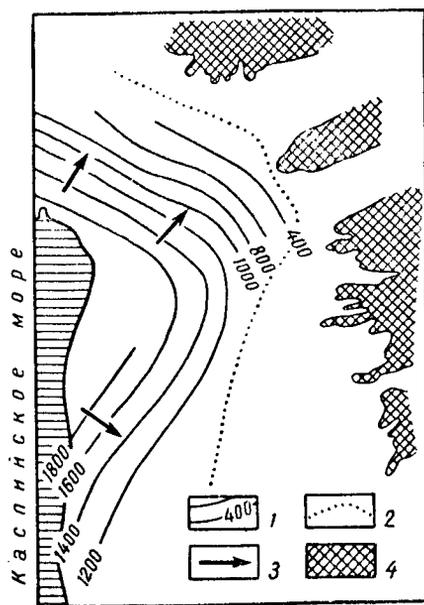


Рис. 40. Схема гидроизопьез нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменского бассейна. По В. В. Колодию.

1 — гидроизопьезы; 2 — восточная граница распространения нижнекрасноцветного комплекса; 3 — направление потока вод; 4 — горные сооружения.

В результате развития значительных тектонических нарушений здесь выделяются такие обособленные районы, как Апшеронский полуостров, Прикуринская низменность и Кобыстан. Крупнейшие нефтегазовые месторождения Азербайджана связаны с продуктивной толщей плиоцена.

Изучением вод продуктивной толщи занимались: Д. В. Голубятников, М. В. Абрамович, В. А. Сулин, Б. И. Султанов, Ш. Ф. Мехтиев, В. С. Мелик-Пашаев, Г. П. Тамразян, М. С. Агаларов, Б. С. Молдавский и др.

В разрезе установлены следующие водоносные комплексы: мезозойский (в юрских и меловых отложениях), майкопский, среднеплиоценовый (отложения продуктивной толщи) апшеронский, четвертичный.

Ниже рассматриваются химический состав и условия формирования вод продуктивной толщи (среднеплиоценовый комплекс), с которой связано большинство месторождений нефти и газа.

В вертикальном гидрохимическом разрезе Апшеронского полуострова часто наблюдается уменьшение минерализации вод с глубиной и замена жестких вод хлориднокальциевого типа щелочными гидрокарбонатнонатриевыми.

Для верхних горизонтов продуктивной толщи (сураханская, балаханская свиты) характерно увеличение минерализации вод с запада на восток. В надкирмакинской продуктивной свите минерализация вод увеличивается в западном направлении и достигает максимальной величины в районе Бинагады, а затем уменьшается в направлении районов Локбатан и Пута. Минерализация вод подкирмакинской свиты увеличивается с востока на запад и северо-запад, достигая максимума (около 45 г/л) в полосе выклинивания песчаных пластов этой свиты.

Пластовые воды продуктивной толщи относятся к хлориднокальциевому и гидрокарбонатнонатриевому типам. Высокоминерализованные воды хлориднокальциевого типа приурочены к верхним горизонтам продуктивной толщи. Наиболее высокая минерализация вод в верхней части продуктивной толщи наблюдается на Апшеронском полуострове и архипелаге (острова Песчаный, Кала и др.), к северу, востоку и западу она снижается. Наименьшей минерализацией характеризуются воды Прикуринской и Шемахино-Кобыстанской областей.

С увеличением глубины в водах возрастает содержание гидрокарбонатов натрия, нафтеновых кислот и снижается содержание гидрокарбонатов кальция, магния, сульфатов. Сверху вниз по разрезу продуктивной толщи в водах уменьшается количество йода, брома и нафтеновых кислот.

Нижняя часть отложений продуктивной толщи характеризуется распространением щелочных вод гидрокарбонатнонатриевого типа. Если жесткие воды верхней части продуктивной толщи имеют минерализацию около 150 г/л, то для щелочных вод нижних отделов ее величина составляет приблизительно 15 г/л.

Пути формирования химического состава вод продуктивной толщи и причины гидрохимической инверсии изучали многие исследователи на протяжении полувека. Имеются убедительные доводы в пользу разнообразного происхождения этих вод. На наличие древней инфильтрации при формировании вод верхних горизонтов указывает рост минерализации и хлоридности вод в восточном направлении. Очевидно, древняя инфильтрация пресных вод шла с запада. Воды нижнего отдела продуктивной толщи рас-

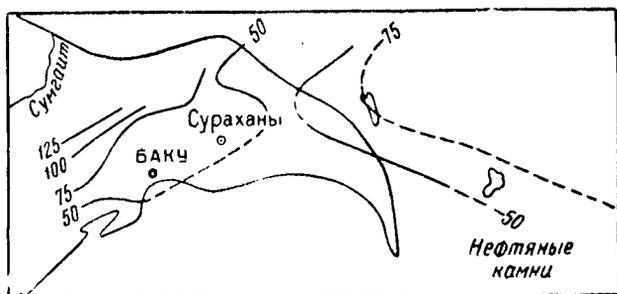


Рис. 41. Схематическая карта максимальной минерализации (в мг-экв/100 г) вод подкирмакинской свиты Апшеронской нефтегазоносной области. По Г. П. Тамразяну.

смаатриваются, как седиментационные, имеющие направление движения с востока на запад в результате выжимания вод из уплотняющихся глин нижнего отдела в наиболее глубоких восточных областях бассейна. Этим объясняют изменения химического состава вод подкирмакинской свиты и существование там аномально высоких давлений (рис. 41).

В последнее время ряд исследователей (А. Р. Ахундов, Ш. Ф. Мехтиев, М. З. Рачинский, Б. И. Султанов, А. Курбанмуратов, Ш. А. Панахи, В. В. Коллодий) приходит к выводу о доминирующей роли возрожденных вод и процессов дистилляции — конденсации в накоплении мало минерализованных вод в нижних частях многокилометровых разрезов осадочных пород.

Гидрогеология остальных районов описываемого региона изучена мало. Гидрогеологические условия Прикуринского района аналогичны развитым на Апшеронском полуострове. Верхние горизонты продуктивной толщи и водоносные пласты апшеронского яруса характеризуются высоко минерализованными водами хлориднокальциевого типа. Вниз по разрезу наблюдаются менее минерализованные щелочные воды. Нижние горизонты обладают аномально высоким пластовым давлением. Подземные воды продуктивной толщи Прикуринского района рассматриваются как седиментационные. Области разгрузки вод внутренние, приурочены к антиклинальным структурам, разбитым крупными тектоническими нарушениями. Очаги разгрузки определяются по восходя-

щим источникам (Бабазанан), грязевым вулканам (Мишовдаг, Кюровдаг) и другим нефтегазопроявлениям.

Из всего изложенного выше следует, что нефтегазоносные артезианские бассейны в пределах отдельных типов характеризуются рядом родственных черт.

Для вод бассейнов равнинного типа характерно однообразие ионно-солевого и газового составов. Наряду с постоянством состава по площади эти воды имеют нормальную гидрохимическую зональность по разрезу, т. е. с глубиной становятся более минерализованными и метаморфизованными вне зависимости от стратиграфической принадлежности и литологического состава водоносных пластов.

В бассейнах равнинного типа развиты в основном жесткие воды (хлориднокальциевый и хлоридномагнийевый типы). Для них характерен в настоящее время инфильтрационный режим по всему разрезу вне зависимости от инфильтрационного или седиментационного их происхождения, но напоры вод в различных комплексах обусловлены процессами инфильтрации. Пластовые давления соответствуют гидростатическому. Подземным водам свойственна недонасыщенность растворенным газом.

В платформенных бассейнах напорные градиенты и скорости движения вод очень малы. Слабой подвижностью вод определяются основные геохимические особенности бассейнов этого типа.

Для артезианских бассейнов предгорно-равнинного типа характерно разнообразие гидрогеологических условий. Ионно-солевой и газовый составы вод сильно изменяются по разрезу и площади. Наряду с жесткими водами появляются щелочные воды гидрокарбонатнонатриевого типа и в меньшей степени сульфатнонатриевого типа. Минерализация и метаморфизация подземных вод также меняются по площади и разрезу. Наблюдается локальная инверсионная зональность.

Для описываемых бассейнов характерно наличие водонапорных систем как инфильтрационного, так и седиментационного типов. Водонапорные системы седиментационного типа развиты там, где водоносные комплексы заключены в толщах глинистых отложений или соприкасаются с ними. При погружении этих отложений в предгорных прогибах седиментационные воды отжимаются в пласты-коллекторы. Инфильтрационный режим характерен для глубоко залегающих водоносных комплексов, представленных песчаниками и в верхних горизонтах.

Значительные перепады высот между областями питания и разгрузки способствуют созданию больших гидравлических градиентов и максимальных скоростей движения вод.

Повышенные скорости движения вод приводят к созданию наклонов контактов залежей углеводородов. В направлении равнинных участков бассейнов уменьшаются напорные градиенты и возрастает минерализация вод.

Нефтегазоносные артезианские бассейны межгорного типа характеризуются инверсионной зональностью во всех водоносных комплексах, пестротой химического состава вод и предельной газонасыщенностью.

Здесь, как правило, развиты водонапорные системы седиментационного типа. Инфильтрационный режим проявляется лишь в верхних водоносных комплексах. Глубинные водоносные комплексы имеют аномально высокие пластовые давления. Седиментационные воды, перемещаясь к краевым участкам межгорных впадин, при прорыве покрышек дают восходящие источники. В зонах выходов на поверхность совместно с водой газа и нефти наблюдаются грязевые вулканы.

В глубоко залегающих водоносных комплексах с седиментационными водами минерализация вод, как правило, увеличивается по направлению от центра бассейна к его окраинам. Для верхних горизонтов с инфильтрационным режимом типична обратная картина. В глубоких горизонтах вблизи нефтегазовых залежей наблюдаются сравнительно мало минерализованные воды, образующиеся за счет процессов конденсации.

Глава V

ПРИМЕНЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИИ В ПРОМЫСЛОВОМ ДЕЛЕ

Большой объем информации, накопленный в процессе исследования водяных, нефтяных и газовых скважин в последние десятилетия, позволил гидрогеологам весьма эффективно использовать данные гидрогеологических наблюдений не только на стадии поисков, но и в процессе разведки и разработки месторождений углеводородов.

В период разведки систематические наблюдения за напорами вод позволяют определять начальные пластовые давления, оценивать степень смещения залежей, определять положение водо-нефтяных контактов.

Гидрогеологические наблюдения в процессе разработки залежей позволяют судить о режимах залежей, упругом запасе жидкости, фильтрационных свойствах коллекторов, гидравлической сообщаемости различных горизонтов между собой. Перетоки флюидов в другие горизонты в период разработки и эксплуатации могут привести к обводненности залежей.

Особое место занимают гидрогеологические исследования при вторичных методах эксплуатации месторождений нефти и газа, когда наиболее важно выбрать такой состав закачиваемой в пласт воды, который уже не ухудшит коллекторских свойств пород и тем самым нефтотдачу.

Учитывать химический состав вод и степень минерализации необходимо в промысловой геофизике, в частности, при интерпретации данных электрометрии, нейтронного гаммаметода, метода наведенной активности и т. д.

Гидрогеологические данные широко используются и для промыслово-технических целей. В частности, для определения мест аварийных притоков пластовых вод в скважину, возможности уменьшения коррозии оборудования, учета продвижения воды и состояния в обводненной части залежи, возможности использования сточных вод для закачки в пласт и способов их очистки.

§ 1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ ГАЗОВЫХ И НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В процессе разбуривания разведочных площадей и месторождений гидрогеологические наблюдения заключаются в определении статических уровней и пластовых давлений, дебитов, взятии проб на определение ионно-солевого и газового состава, температурных условий пластов и некоторых гидродинамических параметров водоносных горизонтов.

Комплекс перечисленных выше операций называется исследованием скважины и осуществляется с помощью различной аппаратуры. Спуск и подъем необходимых приборов осуществляется при помощи лебедок.

В нашей стране широко распространены лебедки Азинмаш-8 и Азинмаш-11, смонтированные из шасси грузового автомобиля и соединенные механическим приводом с двигателем. Среди лебедок с ручным приводом широко используются «аппараты В. П. Яковлева».

На рис. 42 представлен общий вид автомашины с лебедкой. Лебедка 1 находится в передней части кузова. С правой стороны коробки передач автомашины укреплена коробка отбора мощности 2. Вращение шестерен коробки отбора мощности передается карданным валом 3 с узлом цепной передачи 4 на лебедку. Мерительное устройство 5 укреплено на верхней части станины лебедки. Трос диаметром до 1,8 мм намотан на барабан и через шкив измерительного устройства идет в исследуемую скважину. Лебедка снабжена валом и рукояткой ручного привода, которыми пользуются при неисправности механического привода и при подаче аппарата к устью скважины.

Аппараты Яковлева подразделяются на легкие и тяжелые. Аппарат легкого типа предназначен для спуска приборов на глубину до 1000 м. Аппарат тяжелого типа (рис. 43) позволяет спускать прибор в скважину на 2000 м. Он состоит из барабана 1, насаженного на стальной вал 2. На концах последнего имеются рукоятки 3 и 4, служащие для вращения барабана при подъеме вручную. Для замера глубин через 50 или 100 м на трос наплавливают метки. Счетчик оборотов 5 барабана связан шестернями 6 и 7 с главным валом. Передаточное число шестерен подобрано таким образом, чтобы счетчик показывал примерное количество намотанного троса в метрах. Ленточный тормоз с рукояткой 8 задерживает вращение барабана при спуске приборов.

Для измерения уровня воды в скважинах применяют приспособления типа хлопушек, свистков, поплавков и др. Хлопушка представляет собой отрезок трубы, заваренный с верхнего конца и снабженный ушком. Она дает отчетливый хлопок при ударе о поверхность жидкости в скважине до глубины 250—300 м.

Для больших глубин желательно пользоваться электроуровнем, представляющим собой в схеме два изолированных электрода двужилого кабеля. При достижении поверхности воды в стволе скважины электроды замыкают электрическую цепь, что вызывает сигнал на поверхности (лампочка, звонок). В скважи-

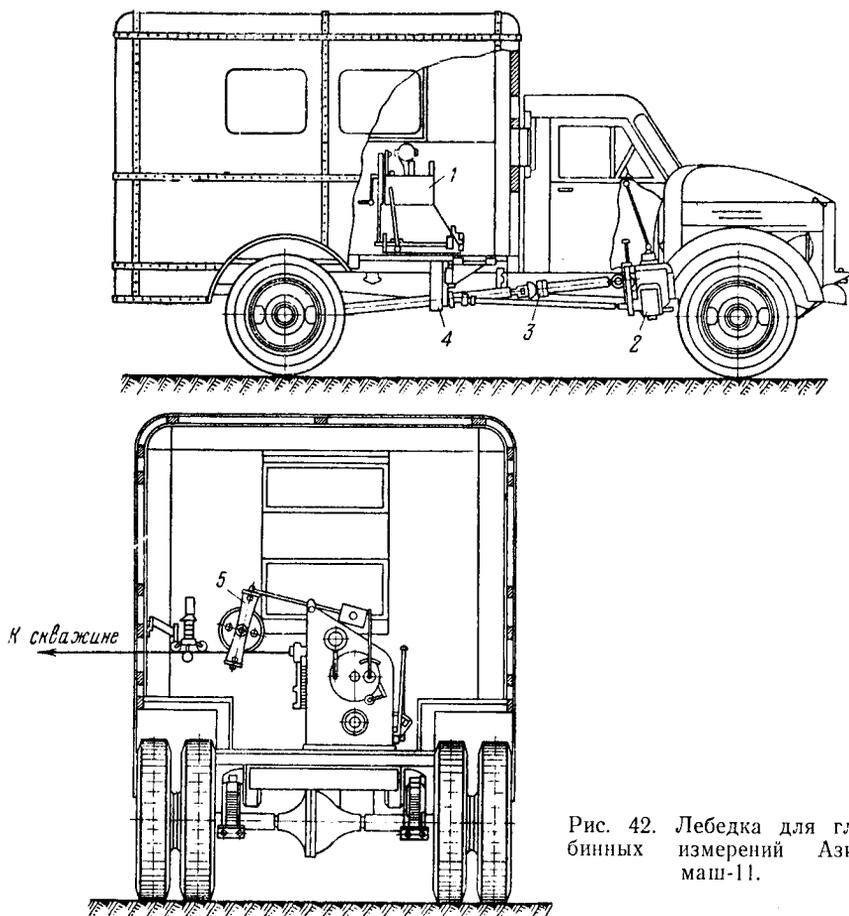


Рис. 42. Лебедка для глубинных измерений Азимаш-11.

нах, обсаженных колонной, последняя и выполняет роль одного из электродов.

Для постоянной записи колебаний уровня воды в скважинах применяются пьезографы и лимниграфы.

Широко распространенный пьезограф В. П. Яковлева (рис. 44) состоит из устьевой покрывки 10, собственно пьезографа, поплавка 8 и контргруза 9. Сам пьезограф закрепляется в устьевой части скважины. В случае, если диаметр обсадных колонн

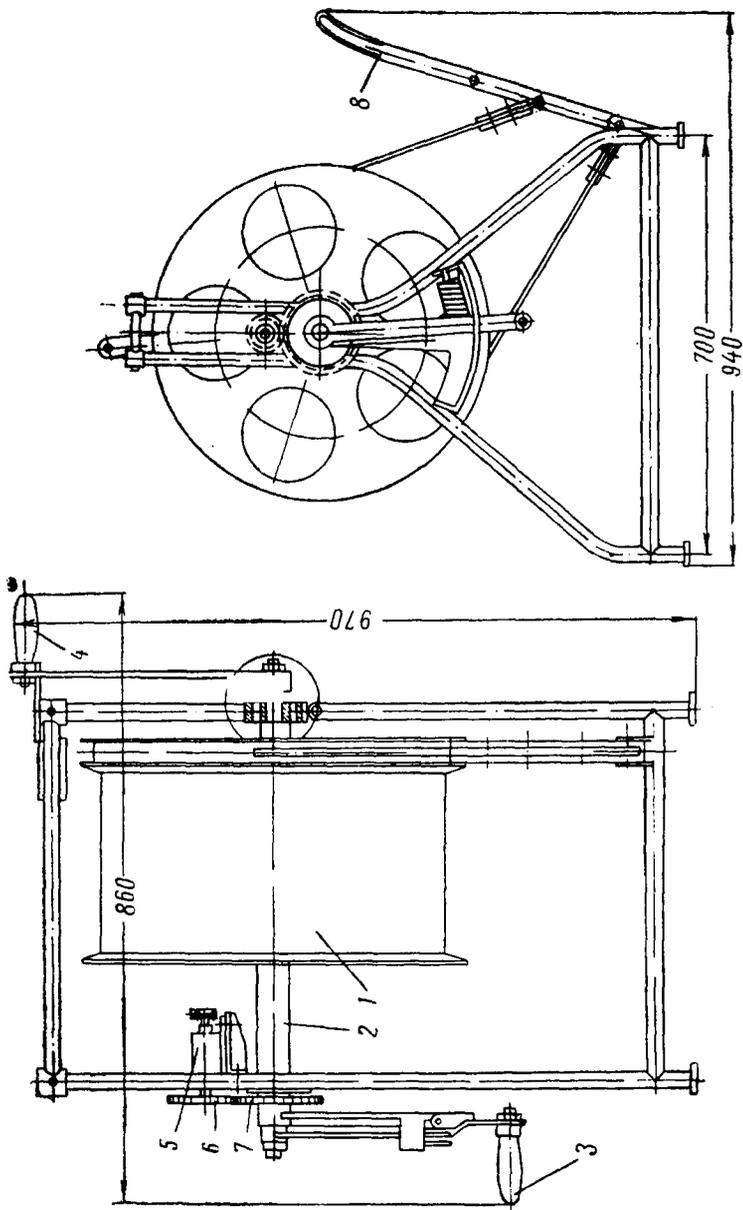


Рис. 43. Аппарат В. П. Яковлева тяжелой конструкции.

в скважине менее 150 мм, пьезограф помещается над устьем. Описанный прибор автоматически записывает колебания уровня с большой точностью. Основные детали пьезографа: подвесная рама 1 с основанием 2 и вращающимся от часового механизма барабаном 3. Барабан 3, обернутый миллиметровой бумагой и снабженный стойками 4, по которым скользит перо 5, подвешенное на нитке от ведомого шкива 6. Через ведущий шкив перекинута проволока 7, на одном конце которой закреплен поплавок 8, а на другом — контргруз 9.

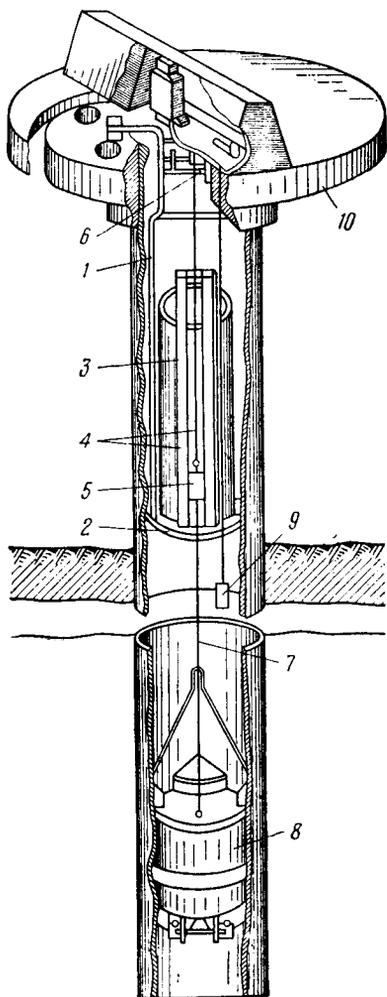


Рис. 44. Пьезограф В. П. Яковлева, установленный на устье скважины.

Колебания уровня передаются по проволоке на ведущий шкив, от него — на ведомый шкив и по нитке — на перо. При изменении передаточного числа от ведущего шкива к ведомому масштаб записи колебаний уровня может меняться от 1:1 до 1:100.

Лимниграф Б. П. Остроумова сходен с описанным выше пьезографом.

В нефтяной гидрогеологии известны также погружные пьезографы ППИ-2 И. М. Иванова. Они опускаются в скважину на проволоке на глубину от 5 до 20 м ниже статического уровня воды.

Аппарат (рис. 45) состоит из корпуса, поплавка и записывающего устройства. Принцип действия пьезографа основан на том, что при спуске прибора в скважину вода через фильтр заполняет часть его корпуса. Тогда поплавок поднимается на высоту, где давление сжатого воздуха внутри прибора уравновешивает наружный столб воды. При

изменении уровня воды в скважине уровень воды в приборе также изменяется. Вертикальные перемещения поплавка регистрируются записывающим устройством

Наибольшую точность замера колебаний уровня (0,02—0,5 мм) дает прецизионный электроуровнемер П. И. Косолапова. В нем

движение поплавка на уровне передается к перу не механически, а электрически, при помощи электромоторчика. Этот аппарат позволяет записывать микроколебания уровня под влиянием колебаний атмосферного давления.

В переливающих скважинах избыточное устьевое давление замеряют образцовыми манометрами. Для автоматической регистрации изменений устьевого давления с точностью до $0,001 \text{ кгс/см}^2$ применяют устьевой манометр Корнилюка — Яковлева Якор-II.

Как же производят отбор проб воды из скважин? Наиболее простым является способ отбора при помощи желонки, представляющей собой часть трубы, заваренной снизу, с приваренной дужкой наверху (модифицированное ведро).

Глубинные пробы воды с сохранением пластового давления отбирают при помощи глубинных пробоотборников. Наиболее известны пробоотборники ПД-03, его модификация ПД-3М и ПРИЗ-2. В меньшей степени используется пробоотборник Б. М. Озолина.

Пробоотборник ПД-03 (рис. 46) представляет собой металлический цилиндр длиной 2,6 м, массой 10,5 кг, емкостью 0,8 л, состоящий из следующих частей: наконечника, двух переходников, трубы, стакана, муфты и хвостовика. Одним из основных недостатков конструкции является плохая промываемость пробоотборника при производстве отбора проб. Для устранения этого недостатка приходится «расхаживать» прибор несколько раз на 50—100 м от исследуемого интервала, что приводит к уменьшению величины газона-

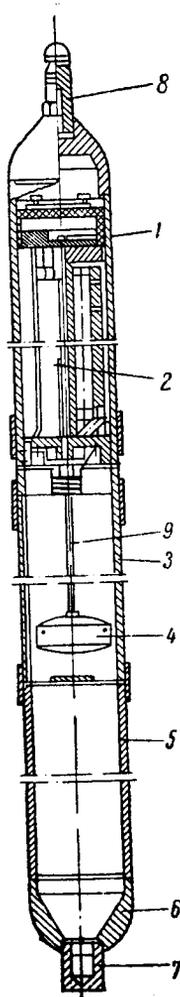


Рис. 45. Пьезограф ППИ-2 И. М. Иванова.

1 — колпак; 2 — каретка со штифтом; 3 — цилиндр; 4 — поплавок; 5 — дополнительная камера; 6 — наконечник; 7 — фильтр; 8 — ловильная головка; 9 — трубчатый шток.

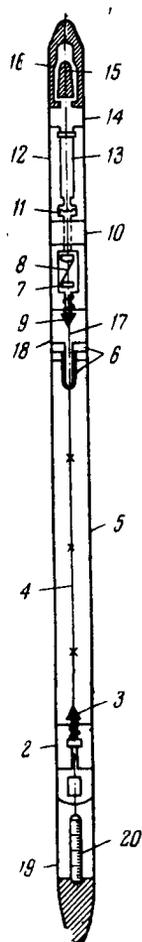
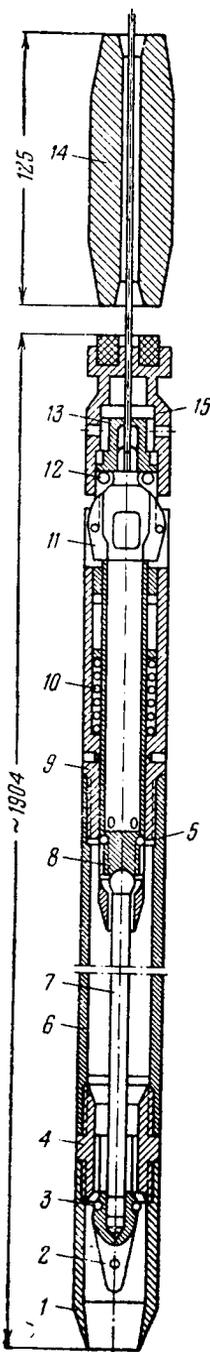


Рис. 46. Принципиальная схема пробоотборника ПД-03.

1 — проволока; 2, 18 — переходники; 3 — нижний клапан; 4 — тяга; 5, 12 — трубы; 6, 15 — замки; 7 — стакан; 8 — спусковой рычаг; 9 — верхний клапан; 10, 14 — муфты; 11 — фрикцион; 13 — часовой механизм; 16 — хвостовик; 17 — шток; 19 — кожа; 20 — термометр.



сыщенности пробы. Весьма ответственной операцией, наряду с отбором пробы является извлечение жидкости из пробоотборника и перевод растворенного газа через переходник в бутылку.

Пробоотборник ПРИЗ-2 (рис. 47), предложенный Б. А. Роговым и И. К. Зерчаниновым, представляет собой цилиндр длиной 1,8 м с наружным диаметром 35 мм и рабочим объемом 1000 см³. В отличие от пробоотборника ПД-ЗМ ПРИЗ-2 не имеет часового механизма, и герметизация пробы осуществляется путем спуска груза по тросу. Груз, ударя по стакану запорного механизма, герметизирует пробу в рабочей камере. Одним из преимуществ данного прибора является лучшая промываемость, что позволяет исключить расхаживание пробоотборника при спуске в скважину. Растворенный газ переводится в бутылку также при помощи переводника.

Пробоотборник для исследования растворенных в воде газов, предложенный Б. В. Озолиным (УФНИИ) (рис. 48), имеет длину 1,9 м, максимальный диаметр 44 мм и рабочий объем 400 см³. Принципиальное отличие его от перечисленных выше пробоотборников заключается в уменьшении давления в процессе подъема пробы в рабочей камере с постепенным разгазированием жидкости. Выравнивание давления осуществляется при помощи ртути, заполняющей часть пробоотборника. Прибор состоит из рабочей камеры 1, заполненной ртутью, дополнительной камеры 2, сообщающейся с внешней средой через отверстие 3, что позволяет выравнивать давление в камере, и клапана золотникового типа 4. Камера заполняется ртутью до клапана (положение I), и пробоотборник опускается. На заданной глубине клапан открывается с помощью часового механизма или гидравлического реле, ртуть перетекает в дополнительную камеру и жидкость всасывается (положение II). Затем клапан закрывается и начинается подъем. По мере подъема происходит постепенное разгазирование (положение III).

Рис. 47. Пробоотборник ПРИЗ-2 Б. А. Рогова и И. К. Зерчанинова.

1 — насадка; 2 — нижний клапан; 3, 5 — резиновые кольца; 4, 9 — посадочные цилиндры; 6 — корпус; 7 — шток; 8 — верхний клапан; 10 — рабочая пружина; 11 — защелка; 12 — пружина; 13 — корпус запорного механизма; 14 — груз; 15 — стакан.

Пластовое давление в водяных скважинах определяется расчетным путем по положению статического уровня и объемному весу воды. Прямое определение пластового давления производится глубинными манометрами.

Наиболее распространены манометры с непрерывной регистрацией показаний (самопишущие глубинные манометры МГГ-1 и

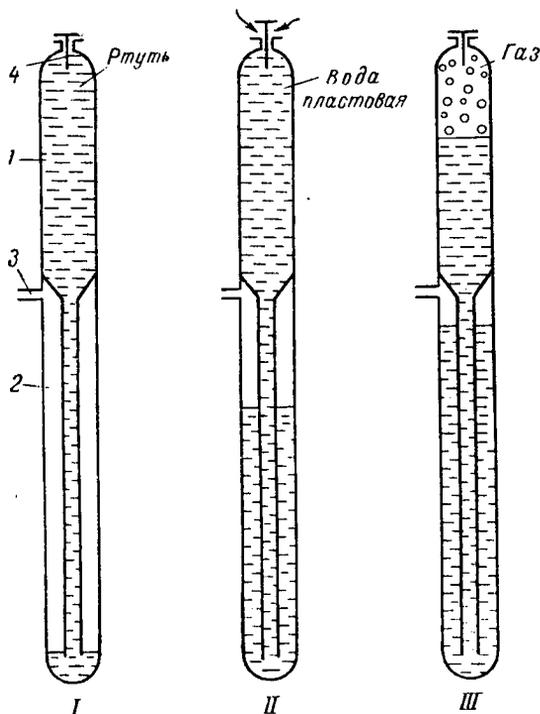


Рис. 48. Проботборник Б. В. Озолина (УФНИИ).

МГГ-2У). Основным рабочим элементом данных приборов является пустотелая многovitковая пружина-геликс. При повышении давления, действующего на внутреннюю полость геликса, пружина разворачивается, причем угол раскручивания пропорционален передаваемому давлению.

Устройство манометра МГГ-1 показано на рис. 49. Давление жидкости через отверстие 2 в корпусе прибора 1 действует на сильфон 3, представляющий собой гофрированный цилиндр. Внутренняя полость сильфона связана с витой геликсной пружиной 5 через капилляр 4. Нижний конец пружины закреплен на стержне 6, а верхний присоединен к оси 7, на которой закреплена стрелка с пером 8. Раскручиваясь под действием давления, пружина через перо производит запись на диаграмме. Диаграмма вставлена в каретку 9, которая перемещается часовым механизмом

11 через ходовой винт 10. В результате вращения пера и хода каретки на диаграммном бланке записывается изменение давления во времени. В нижней части корпуса манометра имеется камера для термометра 12.

Манометры МГГ выпускают в расчете на предельные давления: 50, 100, 120, 200 и 250 кгс/см².

Для снятия кривых восстановления забойного давления после остановки скважины при изучении взаимодействия скважин, когда необходима большая точность измерения давления во времени, применяют глубокий самопишущий дифференциальный манометр ДГМ-4 И. М. Иванова (рис. 50). Принцип действия этого манометра заключается в том, что две воздушные камеры 1 и 2, разделенные поршнем 3, заполняются сжатым воздухом до давления, примерно равного давлению в намеченной точке измерения его в скважине.

После спуска прибора в скважину на необходимую отметку открывается клапан 8 и давление в нижней камере 1 выравнивается с давлением в скважине. Выравнивание давления и последующее его изменение в скважине вызывают перемещение поршня 3, связанного штангой 4 с регистрирующим устройством 5. Это перемещение записывается на бланке, вложенном в барабан 6, который вращается часовым механизмом 7. Величина перемещения поршня после открытия клапана пропорциональна изменению давления в скважине. Зная абсолютное давление на глубине спуска прибора (по данным манометра МГТ или расчета) и величину перемещения поршня, по специальной формуле подсчитывают изменение давления в скважине с большой точностью.

Температура в скважине измеряется максимальными термометрами; их действие основано на изменении объема ртути, заключенной в камере, под влиянием температуры. Для спуска термометра в скважину применяют специальные изолирующие гильзы. Глубинные манометры и пробоотборники ПД-03 и ПД-3М снабжены камерами для термометров. В настоящее время используют и различные термографы с автоматизированной записью.

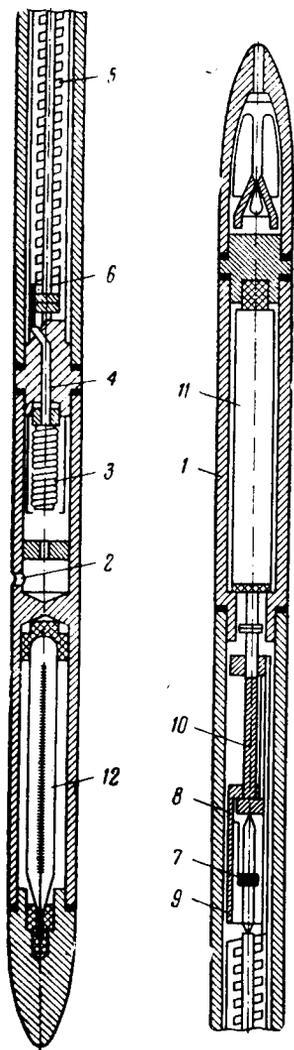


Рис. 49. Самопишущий глубокий геликсный манометр МГГ-1.

При отборе проб растворенного газа для определения температуры воздуха и барометрического давления применяют термометры и барометры-анероиды. Изменения атмосферного давления регистрируются барографами-самописцами.

Опробование пластов, вскрытых при бурении, производится в необсаженных и обсаженных скважинах. В необсаженных скважинах опробование производят с помощью испытателей пластов. Они позволяют получить в основном качественную характеристику пласта; выяснить, насыщен ли пласт газом, нефтью, водой. Наиболее полные сведения получают в результате исследований обсаженных скважин. В них опробуют пласты, перекрытые цементом при затрубной цементации обсадной колонны. Для вскрытия такого пласта обсадную колонну и цементное кольцо простреливают с помощью перфораторов. Очистку ствола скважины от глинистого раствора производят промывкой скважины водой через колонну бурильных или насосно-компрессорных труб. Для возбуждения пласта с целью вызова притока пластовой жидкости уменьшают давление столба жидкости в скважине с таким расчетом, чтобы пластовое давление превышало противодавление.

Обычно уровень воды в скважине снижают свабированием или компрессорным способом. При свабировании используют поршень с обратным клапаном (сваб). В процессе его погружения ниже уровня жидкости клапан открыт и жидкость свободно заполняет пространство над поршнем. Во время подъема сваба клапан закрывается и на поверхность извлекается столб жидкости, находящийся выше поршня. При компрессорном способе жидкость из скважины извлекается под действием сжатого воздуха.

Для предотвращения дегазации пластовой воды в скважине оставляют столб воды, давление которого превышает давление насыщения растворенных газов.

Пласт считают неводоносным, если притоки из него не превышают $3 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Откачку воды из пласта производят до установления постоянства ионно-соле-

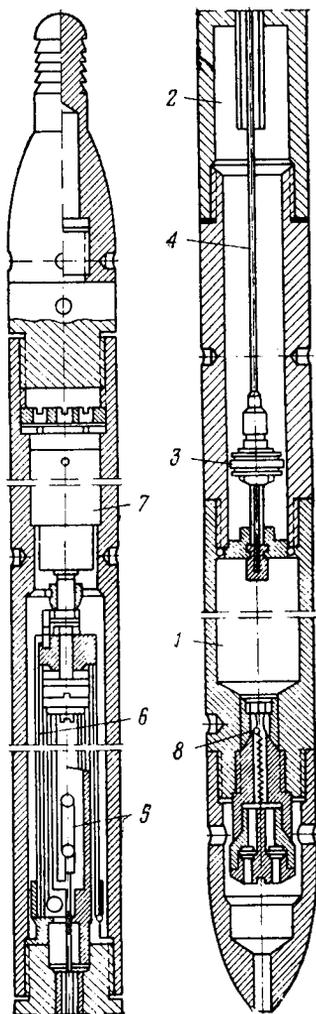


Рис. 50. Самопишущий глубинный дифференциальный манометр ДГМ-4 конструкции И. М. Иванова.

вого состава. Практически о постоянстве состава судят по содержанию ионов хлора, плотности и рН. Их определяют непосредственно у скважины. Состав воды считают постоянным, если в трех последовательно отобранных ее пробах значения плотности, рН и содержания хлора одинаковы. Между последовательными отборами проб производят откачку жидкости в количестве не менее $\frac{1}{3}$ объема ствола скважины.

Производительность водоносного пласта ориентировочно определяют в период возбуждения пласта по темпу понижения уровня в процессе откачки или по скорости восстановления уровня во время остановки скважины.

Для определения установившегося притока производят откачку воды при постоянном динамическом уровне в течение нескольких суток. Зная объем мерной емкости и время ее заполнения, определяют дебит воды. В переливающихся скважинах дебит замеряют мерной емкостью или с помощью расходомеров.

Переливающиеся скважины обычно исследуют методом установившихся отборов на нескольких режимах. Режим истечения регулируют с помощью шайб или задвижкой на устье скважины. На каждом режиме скважина работает не менее 2 сут. Устьевое избыточное давление замеряют образцовым манометром. Если температура выходящей воды более 30—35°, то применение метода установившихся отборов требует замеров давления на забое скважины в процессе работы на каждом режиме. При небольших депрессиях пользуются дифференциальным манометром ДГМ-4.

После замера установившегося притока скважину останавливают для определения статического уровня и пластового давления воды.

За восстановлением уровня можно наблюдать с помощью поплавка, уровнемера, пьезографа, эхолота и глубинных манометров, в частности поршневых манометров МГП, снабженных растянутым бланком записи давления. В начальный период исследования с успехом пользуются электроуровнемерами или поплавками. Обычно в зависимости от скорости подъема уровня задаются интервалами замеров. Отметим первую глубину уровня, поднимают по счетчику поплавков или уровнемер на определенную высоту и измеряют секундомером время, когда уровень достигнет этой отметки. Затем вновь приподнимают прибор на такую же высоту и отмечают время восстановления уровня до этой точки и т. д. При снижении скорости подъема уровня интервал замера уменьшают. В конечный период при медленном поднятии уровня успешно применяют приборы с автоматической записью — пьезографы или глубинные манометры.

При очень медленном подъеме уровня его восстановление ускоряют с помощью подлива идентичной по составу воды в скважину. Количество подливаемой воды рассчитывают, исходя из положения статического уровня в соседних скважинах.

На основании полученных замеров восстановления уровня во времени строят кривую восстановления уровня. По этой кривой определяют статическое положение уровня и оценивают коэффициент продуктивности.

В переливающих скважинах измеряют восстановление устьевого избыточного давления или замеряют восстановление уровня, навинчивая трубы над устьем скважины.

Для замеров давления на устье пользуются образцовыми манометрами. Необходимо учитывать, что на устье переливающих закрытых скважин часто скапливается газ, выделяющийся из воды. Его необходимо периодически удалять из-под манометра через выпускной вентиль.

Если температура изливающейся воды выше 25—30°, то в остановленной скважине устьевое давление поднимается выше статического и лишь затем постепенно снижается до него.

В переливающих скважинах период восстановления давления используют для исследований методом восстановления забойного давления. Обычно на забой скважины спускают дифференциальный манометр ДГМ-4 и затем скважину закрывают.

Пластовое давление в водяных скважинах не замеряют лишь тогда, когда наблюдается изменение объемного веса жидкости по стволу скважины. Манометрами необходимо пользоваться в остальных случаях, в том числе при получении притока воды вместе с нефтью.

После выравнивания уровня замеряют газонасыщенность пластовой воды и отбирают пробы растворенного газа с помощью пробоотборников. Перевод газа, выделившегося из воды в пробоотборнике, после снижения давления до атмосферного производят по способу поджима, предложенного И. К. Зерчаниновым: из пробоотборника в бутылку переводят весь выделившийся газ, включая и остающийся в «мертвых» пространствах пробоотборника, переводнике и шланге. Это достигается поджимом газа водой, поступающей от напорной емкости к нижнему переводнику пробоотборника.

При переводе газа из пробоотборника в бутылку и замере его объема одновременно измеряют температуру воздуха и атмосферное давление. Эти параметры используют при последующем расчете давления насыщения. Пластовую температуру измеряют с помощью ртутных термометров, опускаемых в герметичных камерах на нужную глубину. В герметичную гильзу термометр помещают вверх ртутным шариком. Чтобы избежать стряхивания ртути из капилляра при ударах о стыки труб колонны во время подъема, последний следует производить медленно. Пробоотборники ПД и глубинные манометры снабжены термометрами, и пластовая температура измеряется одновременно с отбором глубинных проб и замером давления.

Итак, исследование водяных скважин в процессе опробования позволяет: определить производительность притока при определен-

ном положении уровня; получить кривые восстановления уровня или кривые устьевого избыточного давления, необходимые для определения статического уровня или статического устьевого давления и расчета коэффициента продуктивности. В переливающих скважинах при исследованиях методом восстановления забойного давления определяют такие параметры, как гидропроводность и пьезопроводность. Пластовые давления рассчитывают по положению статического уровня и объемному весу воды или по замерам глубинными манометрами. Наконец, отбирают пробы пластовых вод и растворенных в них газов для анализа, определяют газонасыщенность и рассчитывают величины давления насыщения. Кроме того, производят замер температур.

Особенно интересны для гидродинамических исследований пьезометрические скважины. Они должны характеризоваться постоянством состава воды и хорошей сообщаемостью скважины с пластом, только тогда изменения пластового давления будут фиксироваться изменением уровня, наблюдение за которым ведется постоянно.

Гидрогеологические исследования следует проводить и в простаивающих скважинах. Исследования в длительно простаивающих скважинах начинают с определения уровня и отбора пробы воды из приуровненного слоя. Затем проверяют постоянство объемного веса воды по всему стволу и характер сообщаемости пласта со скважиной. В случае смещения пластовой воды с технической вследствие плохой откачки постоянство состава пластовой воды нарушится и статический уровень не будет истинным ввиду различия объемных весов. Для определения истинного статического уровня пластовых вод, фиксируют изменение объемного веса воды по стволу скважины.

С помощью глубинного пробоотборника в четырех-пяти точках ствола скважины, расположенных на равном расстоянии друг от друга, производят отбор воды и с помощью ареометра, или лучше пикнометра, устанавливают ее объемный вес.

Сообщаемость ствола скважины с пластом определяют способом микроподлива, предложенным В. П. Яковлевым. На уровненую поверхность опускают поплавок, тросик которого должен находиться в вытянутом состоянии. Затем в скважину заливают воду с таким расчетом, чтобы уровень поднялся на 3—5 м. Через несколько минут, когда поплавок всплывает, включают секундомер и плавно поднимают трос. При хорошей сообщаемости скважины с пластом уровень начнет понижаться и трос поплавка натянется. Заметив по счетчику положение поплавка и соответствующее время, снова ослабляют трос. Замерив несколько раз положение поплавка и время опускания уровня, определяют сообщаемость скважины. Ее считают хорошей, если уровень снижается на $1/2$ расстояния от его верхней точки после долива воды в скважину до первоначального положения не более чем за 2 ч.

В простаивающих скважинах можно также изучать геотер-

мические условия разреза, определять давление насыщения растворенных в воде газов и сжимаемость вод.

Геотермические условия изучают в скважинах, находящихся в покое не менее 15 сут. Температуру измеряют максимальными термометрами через равные интервалы по всему стволу скважины. В зонах залегания литологически однородных пород делают не менее двух замеров на разной глубине. Следует определять температуру у подошвы и кровли толщ, различных по литологическому составу.

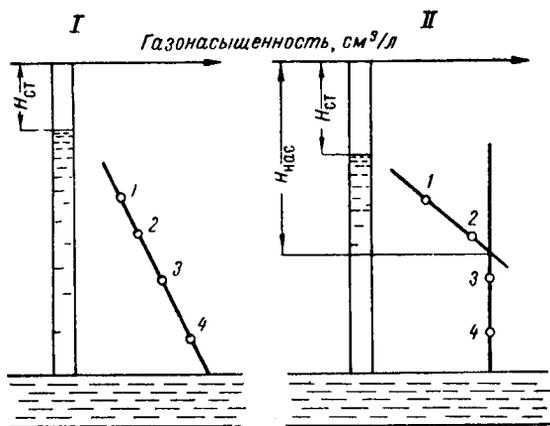


Рис. 51. График изменения газонасыщенности воды по глубине скважины. По И. К. Зерчанинову.

$H_{ст}$ — статический уровень в м; $H_{нас}$ — глубина точки перегиба кривой газонасыщенности в м.

Замерив температуры, строят кривую их изменения с глубиной и подсчитывают величины геотермических ступеней и геотермические градиенты интервалов литологически однородных пород.

Для определения давления насыщения водорастворенных газов пользуются методом, предложенным И. К. Зерчаниновым. Для этого в четырех-пяти точках ствола скважины с помощью глубинных пробоотборников определяют газонасыщенность воды. По полученным данным строят графики изменения газонасыщенности с глубиной (рис. 51). Они могут быть двух типов. Из графика типа I следует, что газонасыщенность воды в стволе скважины все время увеличивается, т. е. давление насыщения равно давлению на забое скважины или превышает его. Следовательно, пластовая вода насыщена или перенасыщена растворенным газом.

График типа II отражает положение, когда газонасыщенность увеличивается до определенной глубины, а ниже является величиной постоянной. Точка перегиба кривой соответствует давлению столба воды в скважине, равному давлению насыщения водорастворенного газа.

Определив эту глубину по графику и зная статический уровень и плотность воды в скважине, можно рассчитать давление насыщения:

$$p_{\text{нас}} = \frac{(H_{\text{нас}} - H_{\text{ст}}) \rho_{\text{в}}}{10},$$

где $p_{\text{нас}}$ — давление насыщения; $H_{\text{ст}}$ — глубина статического уровня; $H_{\text{нас}}$ — глубина точки перегиба кривой; $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды в скважине.

О степени сжимаемости пластов можно судить, сравнивая микроколебания уровня с колебаниями атмосферного давления. Наблюдения за изменением величины сжимаемости пластов позволяют предположить наличие залежей газа.

Для определения микроколебаний уровня используют пьезографы или, что лучше, прецизионные уровнемеры Косолапова. Однако микроколебания уровня можно уловить только при хорошей сообщаемости ствола скважины с пластом и при больших перепадах атмосферного давления.

Первоначальные гидрогеологические данные по месторождению изображают на типовых гидрогеологических разрезах. Последние наряду с средненормальными разрезами отражают ионно-солевой и газовый состав вод различных горизонтов, температурные условия, приведенные напоры, дебиты и т. д. Для составления типовых гидрогеологических разрезов используют наиболее достоверные анализы вод и газов, полученные в предэксплуатационный период. Эти разрезы обычно применяют для тех месторождений, где состав вод резко изменяется по разрезу, но достаточно постоянен по площади. Для месторождений с резкими различиями гидрогеологических условий по площади составляют типовые разрезы для отдельных участков месторождения или для отдельных блоков.

Другой графической формой изображения гидрогеологических условий являются различные гидрогеологические карты по отдельным пластам или комплексам. На картах показывают изменение минерализации, величины отдельных компонентов ионно-солевого и газового состава, температуру и т. д. Показатели изображают на картах либо с помощью изолиний, либо качественно различных зон. Такие карты позволяют проследить изменение гидрогеологических условий во времени и установить их взаимосвязь с геологическим строением. Наиболее распространены карты гидроизопьез, отражающие динамику подземных вод в период, предшествующий разработке. Полезно использовать и гидрогеологические профильные разрезы, в которых приводится состав вод отдельных горизонтов.

В процессе разведки месторождений нефти и газа данные гидрогеологии позволяют с высокой степенью точности определить начальные пластовые давления, уточнить положение контактов «газ — вода» и «нефть — вода», установить степень смещения залежи под действием движения подземных вод.

Рассмотрим вопрос об определении начального пластового давления. На практике его измеряют глубинными манометрами. Точность их не превышает 1%, что не достаточно для целей промышленной гидрогеологии, так как рассчитать отметки контактов при такой точности замера невозможно.

Заметим, что в газовых залежах пластовое давление, рассчитываемое по величине статического давления газа на устье скважины, дает хороший результат. Однако если в скважине вместе с газом имеется какая-либо жидкость, этот способ для определения пластового давления непригоден.

Пластовое давление в какой-либо точке кровли водоносного пласта, вскрытого скважиной, определяется по формуле:

$$p = \frac{\rho H}{10},$$

где H — напор пластовой воды; ρ — плотность воды при 20°С; p — пластовое давление в данной точке кровли пласта.

Эта формула справедлива в случае, когда плотность вода не изменяется по стволу скважины. Последнее условие приемлемо для расчетов давления только в том случае, когда пластовое давление не превышает 150 кгс/см², а температура 40°С. Ввиду этого используется среднее значение плотности, находимое как среднеарифметическая величина между пластовыми и поверхностными условиями. Это допущение применимо при изменении объемного веса воды с глубиной по линейному закону.

Для случая, когда плотность воды изменяется с глубиной по сложной зависимости, Ю. П. Гаттенбергер предложил разбивать весь столб воды на некоторое число « n » слоев равной высоты ΔH . Давление, создаваемое каждым слоем, можно выразить:

для первого слоя

$$p_1 = 0,1 \frac{\rho_0 + \rho_1}{2} \Delta H,$$

для i -ого слоя

$$p_i = 0,1 \frac{\rho_{i-1} + \rho_i}{2} \Delta H,$$

для n -ого слоя

$$p_n = 0,1 \frac{\rho_{n-1} + \rho_n}{2} \Delta H.$$

Давление, создаваемое всем столбом воды, равно сумме давлений слоев:

$$p = 0,1 \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{i-1} + \rho_i}{2} \Delta H.$$

Переходя к бесконечно малым значениям высоты слоев ($\Delta H \rightarrow dH$ и $\rho_{i-1} \rightarrow \rho_i$), можно записать это рассуждение в виде формулы:

$$\rho = \lim \sum_{i=1}^n 0,1 \rho_i dH = 0,1 \int_0^n \rho(H) dH,$$

где $\rho(H)$ — меняющееся по стволу скважины значение плотности воды.

Сведения по гидрогеологии в процессе разведки залежей нефти и газа используются для определения положения газоводяных и нефтеводяных контактов и нефтяных оторочек газовых залежей, а также для уточнения положения пластов и пропластков месторождений нефти и газа.

При заложении первых скважин надо учитывать гидродинамический эффект смещения залежей нефти и газа от свода к крыльям. Смещение может происходить при наклоне нефтегазоводяного контакта, приводящем к перемещению залежи в крыльевую часть складки. Поэтому предварительно желательно определить возможные наклоны нефтегазоводяных контактов.

М. Хэбберт определяет зависимость наклона поверхности нефтегазоводяного контакта от гидравлического уклона следующей формулой:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\rho_B}{\rho_B - \rho_H} \frac{dh}{d_x} = \frac{d_z}{d_l},$$

где θ — угол между поверхностью нефтеводяного контакта и горизонтальной плоскостью; $\frac{d_z}{d_l}$ — наклон поверхности нефтеводяно-

го контакта; $\frac{d_n}{d_x}$ — наклон пьезометрической поверхности (гидравлический уклон); ρ_B — плотность воды; ρ_H — плотность нефти (подставив вместо ρ_H плотность газа, получим соответствующее выражение для газоводяного контакта).

В. П. Савченко определяет наклон газоводяного контакта формулой:

$$\Delta h_T = \frac{10(p'_B - p'_H)}{\rho_B - \rho_H},$$

где $p'_B - p'_H$ — разность приведенного пластового давления воды на протяжении рассматриваемого участка газовой залежи; Δh_T — разность высотного положения газоводяного контакта на протяжении того же участка залежи (для нефтяной залежи формула идентична).

В процессе разведки залежей углеводородов гидрогеологические данные используют для определения гипсометрического положения контакта. В случае вскрытия пласта одной скважиной, т. е. при условии, что контакт считается горизонтальным, М. А. Жданов

предложил формулу для определения высотного положения предположительно горизонтального газоводяного контакта (рис. 52):

$$h_{ГВ} = h_B - \frac{(p_B - p_G) \cdot 10}{\rho_B},$$

где $h_{ГВ}$ — высотное положение газоводяного контакта по отношению к уровню моря; h_B — высотное положение точки замера давления в водяной части пласта; p_B — давление в водяной части пласта; p_G — давление в газовой части пласта; ρ_B — плотность воды.

Для определения высотного положения предположительно горизонтального нефтеводяного контакта М. А. Жданов предложил такую формулу

$$h_{НВ} = \frac{h_B \rho_B - h_H \rho_H - (p_B - p_H) \cdot 10}{\rho_B - \rho_H},$$

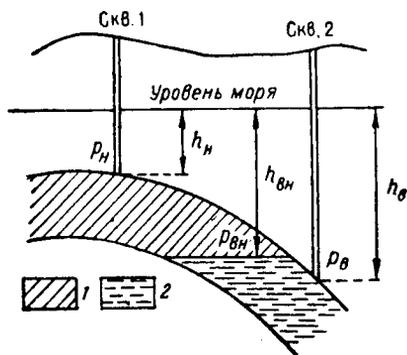


Рис. 52. Схема приведения давлений по скважинам к давлению на водо-нефтяном контакте.
1 — нефть; 2 — вода.

где $h_{НВ}$ — высотное положение нефтеводяного контакта; h_H — высотное положение точки замера в нефтяной части пласта; ρ_H — плотность нефти; p_H — давление в нефтяной части пласта; остальные обозначения те же, что и в предыдущей формуле.

В. П. Савченко для определения высотного положения предположительно горизонтального газонефтеводяного контакта предложил несколько иные формулы (рис. 53):

$$h_G = \frac{\rho_G h_{ГВ} - 10(p_B - p_G)}{\rho_B - \rho_H} - h_{КГВ};$$

$$h_H = \frac{\rho_B h_{НВ} - 10(p_B - p_H)}{\rho_B - \rho_H},$$

где h_G — превышение отметки точки замера пластового давления газа в газовой скважине над отметкой газоводяного контакта; h_H — превышение отметки точки замера пластового давления нефти в нефтяной скважине над отметкой газоводяного контакта; ρ_G , ρ_H и ρ_B — плотности соответственно газа, нефти и воды в пластовых условиях; $h_{ГВ}$ — разность высотного положения точек замера пластового давления в газовой и водяной частях пласта; $h_{НВ}$ — разность высотного положения точек замера пластового давления в нефтяной и водяной частях пласта; p_B , p_G и p_H — пластовые давления соответственно воды, газа и нефти в точках их замера; $h_{КГВ}$ — капиллярный подъем воды на газоводяном контакте.

Расчет по формулам М. А. Жданова позволяет определять высотное положение контактов в виде отметок над уровнем моря. Формулы В. П. Савченко позволяют вычислить высоту точки замера давления над контактом в нефтяной или газовой залежах. При

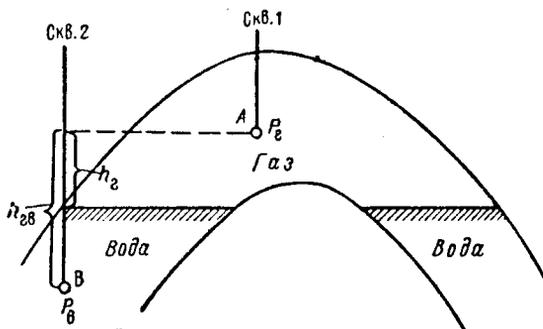


Рис. 53. Схема определения контакта газ — вода по данным замеров пластового давления в газовой и водяной частях пласта. По В. П. Савченко.

наличии нескольких скважин можно определить наклон нефтеводных и газоводяных контактов, пользуясь следующими формулами:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{в}} - \rho_{\text{н}}} i,$$

$$\Delta h_{\text{г}} = \frac{10 (\rho'_{\text{в}} - \rho'_{\text{н}})}{\rho_{\text{в}} - \rho_{\text{н}}}.$$

Здесь величины гидравлического уклона или перепада пластовых давлений взяты непосредственно по замерам пластовых давлений или статических уровней вод в скважинах. Обычно замеры делают в скважинах, вскрывших водоносную часть пласта и расположенных до залежи и после залежи, если смотреть по направлению подземного водного потока.

Для определения положения нефтяной оторочки газовой залежи в период разведки В. П. Савченко предложил следующее рассуждение. Имея отметку газоводяного контакта, полагаем, что нефтяная оторочка будет расположена не выше этой отметки. При наличии двух замеров статического уровня воды, свидетельствующих о перепаде давления или гидравлического уклона в пределах изучаемой структуры, нефтяную оторочку следует ожидать с той стороны газовой залежи, где статические уровни меньше. В случае отсутствия здесь оторочки, ее не будет и на других участках структуры.

Гидрогеологические данные можно использовать при сопоставлении пластов какого-либо месторождения и, в частности, при со-

поставлении линзовидных коллекторских толщ. В качестве критериев для сопоставления используют как пластовые давления и статические уровни, так и данные ионно-солевого состава. Однако чтобы использовать ионно-солевой состав, необходимо наличие однородности состава вод внутри одноименных горизонтов и различие гидрохимического состава в различных горизонтах.

В отдельных случаях гидрогеологические материалы позволяют выявить разрывные нарушения по резкому несоответствию ионно-солевого состава вод на этих участках состава вод, свойственных изучаемому водоносному горизонту.

Как при проектировании, так и в процессе разработки месторождений нефти и газа, гидрогеологические материалы помогают весьма точно установить начальное пластовое давление в пласте, высказать предположение о режиме пластов, определить взаимосвязь данной залежи со всей гидродинамической системой, установить фильтрационный эффект в законтурной части пласта, определить запас упругих сил и т. д.

В процессе эксплуатации залежей углеводородов меняются и гидрохимические параметры. При отборе жидкости из какой-либо скважины минерализация воды может увеличиваться или уменьшаться; меняются ионно-солевой и газовый составы, положение уровня. Эти изменения обусловлены как продвижением к забою скважины новых порций воды, которая ранее находилась в удаленных участках пласта и имела несколько иной химический состав, так и изменением состава вод за счет физико-химических процессов. В частности, при закачке речной или морской воды, отличающейся от пластовой и содержащей ряд таких химически активных веществ, как кислород и различные соединения серы, в пласте усиливаются окислительно-восстановительные процессы, что приводит к увеличению содержания в водах сульфатов, сероводорода и углекислоты.

Изменение гидрогеологических условий во времени под влиянием эксплуатации лучше всего отражается на графиках изменения минерализации добываемой воды в период эксплуатации.

Для контроля за правильностью разработки месторождений пользуются графиками изменения уровней в пьезометрических скважинах, на которых показывают изменение уровня относительно его первоначального положения. Совместно с кривой отбора жидкости эти графики позволяют представить процесс, идущий в пласте.

Продвижение пластовых вод в зависимости от длительности эксплуатации изображается и на структурных картах. Сравнение карт, составленных на различные даты, с картой первоначального состояния водонефтяного контакта позволяет выявить фронт продвижения воды в пласт.

Прогнозирование режима залежи основывается на изучении общих гидрогеологических условий района. Так, например, можно предположить существование водонапорного режима в горизонтах

с относительно высокими скоростями подземного потока, т. е. в пластах с большим перепадом напоров и хорошей проницаемостью. А так как такие условия характерны для предгорных артезианских бассейнов, то именно таким зонам и свойственны водонапорные режимы.

При наличии крупных водонапорных систем с малыми скоростями подземного потока и небольших гидравлических градиентов можно предположить существование упруго-водонапорного режима, что и свойственно артезианским бассейнам платформенного типа.

В зонах гидродинамической застойности и при условии соизмеримости водоносного горизонта и залежи углеводородов имеет место упругий режим, который в процессе разработки сменяется режимом растворенного газа. Такими свойствами в частности характеризуются литологически-экранированные залежи.

Естественно, что режимы залежей как производное от типа водонапорной системы существуют только в случае непосредственной связи залежи со всей водоносной системой. Ввиду этого необходимо еще в начальный период разбуренности установить характер взаимосвязи залежи с законтурной зоной. Взаимосвязь нефтяной и водной зон пластов определяется при эксплуатации залежей по данным о пластовых давлениях в пьезометрических скважинах. На первоначальном этапе изучения залежи хорошие результаты дает гидропрослушивание скважин в нефтяной и водной зонах. Водяные скважины реагируют на импульс, получаемый при отборе жидкости в нефтяной скважине.

Гидропрослушивание позволяет также оценить величины гидропроводности и пьезопроводности пласта. Как же производится оценка упругих сил в пласте?

В. Н. Щелкачев под упругим запасом жидкости понимает количество жидкости, которое извлекается из пласта при снижении в нем давления за счет упругости пласта и самой жидкости. Упругий запас определяется по формуле:

$$\Delta V_3 = (m\beta_{ж} + \beta_c) V_0 \Delta p_0,$$

где ΔV_3 — упругий запас жидкости при изменении давления на Δp_0 ; V_0 — объем пласта, в котором произошло падение давления Δp_0 ; m — пористость пласта; $\beta_{ж}$ — коэффициент сжимаемости жидкости; β_c — коэффициент сжимаемости породы пласта

Объем пласта V_0 эквивалентен той его части, которая вошла в зону воронки депрессии от разрабатываемого месторождения. Радиус воронки депрессии и среднее снижение давления Δp_0 оценивают по изменению уровней в пьезометрических и дальних законтурных скважинах.

Упругий запас жидкости взаимосвязан с коэффициентом сжимаемости жидкости, насыщающей пласт. Вообще коэффициент сжимаемости пластовой воды изменяется очень мало, но при вы-

делении из воды растворенного газа в свободную фазу резко увеличивается величина коэффициента сжимаемости двухфазной смеси вода — газ. Упругий запас жидкости может увеличиваться в несколько раз. Дегазация пластовых вод в естественных условиях наблюдается в зонах предельного насыщения подземных вод растворенными газами.

Воронка депрессии от разрабатываемой залежи, распространяясь по водоносной части нефтегазоносного пласта, может вовлечь в зону действия и другие залежи, вызывая в них изменение пластового давления, наклон контакта и перетоки углеводородов из одних залежей в другие. Поэтому, приступая к разведке или разработке новых залежей, необходимо учитывать возможность взаимосвязи действия с уже разрабатываемыми залежами.

Гидрогеологические исследования помогают также определить наличие или отсутствие гидравлической сообщаемости между пластами в одном месторождении. При разработке многопластовых месторождений этот вопрос имеет принципиальное значение. В стадии разведки о сообщаемости пластов можно судить по равенству начальных приведенных напоров, сходным ионно-солевому и газовому составам воды и близким свойствам нефтей и газов. При большей изученности можно использовать и данные о равенстве отметок водонефтяных и водогазовых контактов.

Как отмечалось выше, в процессе разведки определяются величины наклона нефтеводяных и газовадяных контактов, что в свою очередь позволяет более точно оконтуривать залежи. Поэтому данные гидрогеологии используют для точного установления границ залежи при подсчете запасов углеводородов объемным методом.

Гидрогеологические наблюдения в процессе закачки воды в пласт детально проводились на ряде месторождений Апшеронского полуострова, что нашло отражение в работах В. Т. Малышека, А. Р. Ахундова, Ф. А. Гезалова, Ф. И. Самедова, М. В. Гасанова, М. В. Рачинского и др.

В конце сороковых и начале пятидесятых годов, когда вопросы закачки воды в пласт (на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции) приобрели особенно важное значение, перед исследователями встал вопрос о пригодности и эффективности использования вод различного состава. При закачке вод, содержащих много железа, коллоидов, взвесей, плохо растворимых гидрокарбонатов и сульфатов кальция, наблюдались случаи выпадения этих составляющих из раствора, что приводило к закупорке пор. Закачка поверхностных вод, содержащих кислород, сульфаты кальция и магния, в пласты со щелочной водой приводила к выпадению в осадок элементарной серы за счет реакции между сероводородом и кислородом, а также карбонатов кальция, образующихся при взаимодействии сульфатов кальция с содой. Тогда же была отмечена и лучшая нефтевымывающая способность щелочных вод по сравнению с жесткими. Оказалось, что в случае песчано-глинистого разреза закачка щелочных вод способствует разбу-

ханию глинистой части разреза, что снижает пористость и проницаемость.

Изучением нефтевымывающих свойств вод особенно детально занимались бакинские гидрогеологи. Один из пионеров в этой области — В. Т. Малышек разработал классификацию нефтей и вод по степени поверхностной активности, основанную на том, что нефтевымывающие свойства вод обусловлены их поверхностной активностью на границе с нефтью.

В. Т. Малышек установил, что наиболее активными являются нефти, содержащие много кислот. Поэтому при наличии в пласте малоактивных нефтей было предложено использовать для закачки пресные или морские воды, а в случае активных нефтей — щелочные воды.

Чтобы избежать явлений, препятствующих увеличению нефтеотдачи при закачке воды в пласт, необходимо знать минерализацию и химический состав пластовой воды рассматриваемых горизонтов в различных участках залежи. Методика исследования сводится к составлению карточек-форм по скважинам, дававшим в процессе эксплуатации только нефть. На карточку (для каждого горизонта) заносятся сведения о местоположении скважины на структуре, глубине взятия пробы, химическом составе вод и дате отбора. Сопоставление этих данных позволяет судить об изменении минерализации и состава вод по всей площади залежи, о положении контура нефтеносности в отдельные периоды разработки.

При обработке результатов анализов вод по рассматриваемым и смежным горизонтам необходимо учитывать наличие нарушений, которые могут быть причиной обводнения скважин данного горизонта.

Данные о минерализации и химическом составе пластовой воды необходимо сравнивать с соответствующими данными о закачиваемой воде, полученными в результате анализов последней. По изменению состава воды или наличию отдельных компонентов ионно-солевого состава определяется появление закачиваемой воды в данной скважине. Изучение этих данных позволяет судить о скорости продвижения закачиваемой воды в пласте.

В процессе заводнения и последующего вытеснения нефти из пласта большое значение имеет степень поверхностной активности нефти, которая определяется путем фиксации в ней содержания органических кислот.

В период заводнения необходимо исследовать процессы смешения вод, так как установление их присутствия в пласте уже свидетельствует о проникновении закачиваемой воды в пласт. Данные микробиологических исследований используют для определения степени интенсивности развития сульфатредуцирующих бактерий и связанных с ними процессов сероводородообразования.

Для определения соотношения объемов и состава смешивающихся вод А. Р. Ахундов предложил график в виде прямоугольного треугольника, по осям которого откладываются значения

показателей анионного (по оси ординат) и катионного (по оси абсцисс) состава «чистых» и смешивающихся вод в процент-эквивалентной форме (рис. 54). Треугольник представляет собой часть графика-квадрата Н. И. Толстихина, на который наносятся линии равного процентного содержания закачиваемых морских вод в смесях с пластовыми водами. Поле изолиний (изоконцентрат) может быть распространено на весь график-квадрат при условии наличия вод соответствующих составов, но А. Р. Ахундов ограничился частью квадрата, поскольку имеющиеся анализы вод полностью размещались в поле выделенного треугольника.

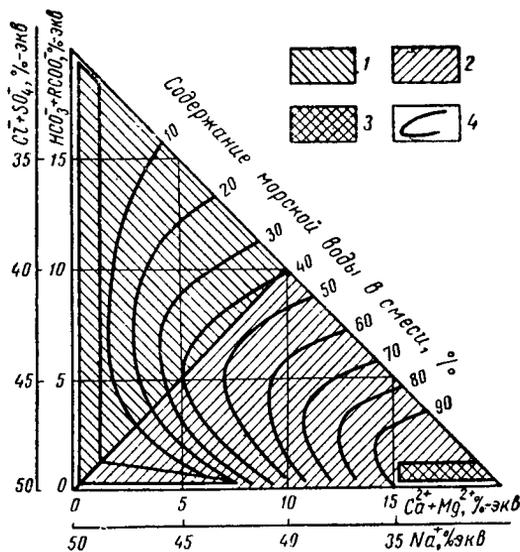


Рис. 54. График смешения пластовых вод с водой Каспийского моря. По А. Р. Ахундову.

1 — пластовые «щелочные» воды (гидрокарбонатно-натриевый тип по Сулину); 2 — пластовые жесткие воды (хлориднокальциевый и хлоридномagneзиевый типы); 3 — морская вода; 4 — линии равных значений содержания морской воды в смеси.

Сечение изолиний (изоконцентрат) выбрано через 10%. За нуль приняты пластовые воды, за 100% — морские воды. Приведенные на графике изолинии равного содержания морских вод представляют собой ряд химических анализов смесей морской и пластовых вод в различных соотношениях.

Применение данного графика для месторождений Апшеронского полуострова показывает, что щелочные (гидрокарбонатно-натриевые) пластовые воды занимают участок вдоль оси ординат в пределах содержания $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ от 0,25 до 1,25% -экв и HCO_3^-+

+CO₃^{''} от 0,25 до 20%-экв. Жесткие (хлоридномагниевые) пластовые воды преимущественно верхнего отдела продуктивной толщи концентрируются вдоль оси абсцисс в пределах содержания Ca^{''}+Mg^{''} от 0,25 до 7,5%-экв. и HCO₃[']+CO₃^{''} от 0,25 до 1,25%-экв.

Участок, прилегающий к оси абсцисс в правом углу графика-треугольника, определяет состав и место морской каспийской воды, закачиваемой в нефтеносные пласты. Биссектриса прямого угла треугольника делит плоскость графика на два равновеликих треугольника. Поле верхнего треугольника, прилегающего к оси ординат, соответствует щелочным водам, а поле нижнего треугольника, прилегающего к оси абсцисс — жестким водам как пластовым, так и смешанным.

Методика определения соотношения объемов пластовой и закачиваемой морской воды по графику отличается простотой и не требует большой затраты времени. По значениям содержания Ca^{''}+Mg^{''} и HCO₃[']+CO₃^{''} находят точку с соответствующими координатами, положение которой определяет процентное содержание морской воды в смеси изучаемых вод. Эту величину определяют либо непосредственно по отметке изолинии, на которую падает точка состава, либо путем интерполяции, если точка располагается между двумя изолиниями.

График имеет дополнительные шкалы для Cl[']+SO₄^{''} и Na⁺+K⁺, которые служат для проверки достоверности интерпретации, поскольку эти пары анионов и катионов дают в сумме с двумя другими парами (HCO₃[']+CO₃^{''} и Ca^{''}+Mg^{''}) по 50%-экв. Опыт практического применения графика показал, что погрешность определения объемов морской воды не превышает 5—10%.

Воды нефтяных и газовых месторождений могут представлять и самостоятельный объект для эксплуатации. В частности, пластовые воды используют для искусственной закачки в нефтеносные пласты. Хороший результат дает закачка щелочных вод, обладающих большими нефтевымывающими свойствами. Пластовые воды с успехом используют для приготовления глинистых и цементных растворов. Глубинные пресные воды, вскрытые скважинами, можно использовать и для водоснабжения. Высокотемпературные — термальные воды все шире применяют для теплофикации городов и поселков. Воды нефтяных и газовых месторождений часто содержат повышенные количества таких компонентов, как йод, бром и различные радиоактивные элементы. Эксплуатация этих вод представляет самостоятельный интерес. Для вод нефтяных и газовых месторождений также характерно высокое содержание поваренной, калийной соды и других солей. Такие воды используют в качестве сырья для извлечения этих компонентов. Наконец, многие воды нефтяных и газовых месторождений благодаря своему химическому составу обладают лечебными свойствами, и на базе их развиваются местные водолечебницы.

§ 2. ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

Данные гидрогеологии широко используются при проведении геофизических исследований скважин. При количественной геологической интерпретации материалов промысловой геофизики, состоящей в литологическом расчленении разреза, выделении коллекторов и оценке характера их насыщения, определении коэффициентов пористости и нефтегазонасыщения необходимы сведения по гидрогеологии. При анализе предпосылок для обоснования различных видов специальных геофизических исследований скважин, например при контроле за положением водонефтяного контакта методами радиометрии, необходимо знать, какова минерализация пластовых вод и их ионно-солевой состав. В свою очередь, отдельные сведения, интересующие гидрогеологов (например, о величине общей минерализации пластовых вод), можно получить по данным промысловой геофизики. Посмотрим, как используются данные гидрогеологии в промысловой геофизике и какую информацию дают геофизики гидрогеологам на примере отдельных методов промысловой геофизики.

Метод сопротивлений

Удельное электрическое сопротивление породы пропорционально удельному сопротивлению ρ_v воды, насыщающей породу. Удельное сопротивление $\rho_{вп}$ полностью водонасыщенной породы вычисляется по формуле:

$$\rho_{вп} = P_{п}\rho_v,$$

где $P_{п}$ — параметр пористости, зависящий от коэффициента пористости $k_{п}$ и структуры порового пространства.

В глинистых коллекторах удельное сопротивление водонасыщенной породы вычисляется следующим образом:

$$\rho_{пв} = P_{п}\Pi\rho_v,$$

где Π — коэффициент поверхностной проводимости, величина которого обычно меньше единицы и уменьшается с увеличением глинистости породы и уменьшением минерализации насыщающей воды.

Удельное сопротивление нефтегазонасыщенной породы $\rho_{нп}$ вычисляется по формуле:

$$\rho_{нп} = P_{н}P_{п}\rho_v,$$

где $P_{н}$ — параметр насыщения, зависящий от коэффициента водонасыщения породы

$$k_{в} = 1 - k_{нг},$$

где $k_{нг}$ — коэффициент нефтегазонасыщения порового пространства.

Удельное сопротивление пластовых вод в зависимости от ионно-солевого состава определяется следующими выражениями:
для раствора одной соли

$$\rho_{\text{в}} = \frac{10}{c_{\text{в}} (u + v)},$$

где u и v — подвижности катиона и аниона;
для раствора со сложным составом солей

$$\rho_{\text{в}} = \frac{10}{\sum_{i=1}^n c_i (u_i + v_i)},$$

где c_i , u_i , v_i — концентрация и подвижности ионов i -той солевой компоненты.

Из приведенных выражений следует, что удельное сопротивление водонасыщенных, нефтеносных и газоносных пород зависит от минерализации и ионно-солевого состава пластовых вод, а также от температуры пласта в условиях естественного залегания.

Основным источником информации о минерализации и ионно-солевом составе пластовых вод являются данные гидрогеологии. По известной величине $c_{\text{в}}$ для заданного состава солей с учетом температуры пласта по специальным палеткам или номограммам находят величину $\rho_{\text{в}}$. Определив по диаграммам сопротивлений величину $\rho_{\text{вп}}$ водоносного пласта-коллектора или неколлектора и вычислив значение параметра $P_{\text{п}}$ по соответствующей корреляционной зависимости между $P_{\text{п}}$ и $k_{\text{п}}$, находят коэффициент пористости. Зная коэффициент пористости $k_{\text{п}}$ и удельное сопротивление пластовых вод $\rho_{\text{в}}$ и определив величину параметра пористости, находим величину $P_{\text{п}}$ продуктивного коллектора. По величине параметра насыщения $P_{\text{н}}$ и по соответствующей зависимости $P_{\text{н}} = f(k_{\text{н}})$ определяем величину коэффициента нефтегазонасыщения ($k_{\text{нгр}}$).

Метод потенциалов собственной поляризации

Показания метода потенциалов собственной поляризации СП в скважинах обусловлены в основном процессами диффузии солей и фильтрации жидкостей. Основной составляющей являются потенциалы диффузионного происхождения, поэтому величину аномалии СП E_S в чистом или слабо глинистом пласте-коллекторе можно определить выражением:

$$E_S = k_{\text{СП}} \lg \frac{c_{\text{в}}}{c_{\text{ф}}} = k_{\text{СП}} \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}},$$

где $k_{\text{СП}} = k_{\text{да}}^{\text{гл}} - k_{\text{да}}^{\text{п}}$ — коэффициент аномалии СП, равный алгебраической разности коэффициентов диффузионно-адсорбционной активности вмещающих пласт глинистых пород $k_{\text{да}}^{\text{гл}}$ и

рассматриваемого пласта-коллектора $k_{\text{да}}^{\text{п}*}$; $c_{\text{ф}}$ и $\rho_{\text{ф}}$ — минерализация и удельное сопротивление фильтрата бурового раствора; $c_{\text{в}}$ и $\rho_{\text{в}}$ — то же пластовой воды.

Рассмотренное выражение является физической предпосылкой для решения следующих задач: а) определения коллекторских свойств и глинистости пород-коллекторов при условии, что между величинами $k_{\text{СП}}$, $k_{\text{да}}^{\text{л}}$, $k_{\text{да}}^{\text{п}}$, с одной стороны, и глинистостью $k_{\text{ГЛ}}$, пористостью ($k_{\text{п}}$), проницаемостью ($k_{\text{пр}}$), с другой существуют корреляционные связи, а также при условии постоянства величин $c_{\text{ф}}$ и $c_{\text{в}}$ в исследуемом участке разреза; б) определения минерализации $c_{\text{в}}$ и удельного сопротивления $\rho_{\text{в}}$ пластовых вод при известных значениях $k_{\text{СП}}$ и $\rho_{\text{ф}}$ по величине аномалии E_{S} на диаграмме СП.

В первом случае необходимо располагать сведениями о минерализации и ионно-солевом составе вод по разрезу по данным гидрогеологии, во втором — значения $\rho_{\text{в}}$ и $c_{\text{в}}$ являются искомыми величинами, определив которые, можно составить карты параметров $\rho_{\text{в}}$ и $c_{\text{в}}$ по определенным горизонтам для отдельных месторождений и целых регионов.

Установлено, что при прочих постоянных условиях величина E_{S} зависит от состава поглощенных глинами катионов и солей в пластовой воде и фильтрате. По сравнению со случаем присутствия в фильтрате и пластовой воде только соли NaCl , а в поглощенном комплексе катиона Na^+ , появление в растворах солей CaCl_2 и MgCl_2 , а в поглощенном комплексе катионов Ca^{++} и Mg^{++} приводит к существенному снижению величины $k_{\text{СП}}$ и E_{S} . Небольшое уменьшение $k_{\text{СП}}$ и E_{S} происходит при наличии в растворах соли NaHCO_3 наряду с NaCl . Таким образом, при определении общей минерализации пластовых вод $c_{\text{в}}$ следует учитывать состав солей, растворенных в пластовой воде и фильтрате.

Методы радиометрии

Учитывать минерализацию пластовых вод необходимо при постановке работ по прослеживанию водонефтяного контакта в обсаженных скважинах с помощью нейтронного гамма-метода и импульсных нейтронных методов.

Нейтронный гамма-метод обеспечивает наиболее эффективное разделение коллекторов по нефтеводонасыщенности при высокой минерализации пластовых вод (200—250 г/л) и значительной пористости исследуемых отложений. Физической предпосылкой такого разделения является чувствительность метода к изменению хлорсодержания пород, зависящего, в свою очередь, от минерализации пластовых вод и степени насыщения ими породы.

* При заданных ионно-солевом составе воды и фильтрата и температуре пласта.

Импульсный нейтроно-нейтронный метод, основанный на изучении пространственно-временного распределения нейтронов, позволяет определять положение водонефтяного контакта также благодаря чувствительности метода к хлорсодержанию породы и, следовательно, минерализации вод и степени насыщения ими пор. Поскольку возможности метода значительно шире, он позволяет получить удовлетворительные результаты по определению ВНК и при более низкой минерализации (до 50—100 г/л), чем указанные для нейтронного гамма-метода.

Метод наведенной активности основан на облучении горных пород потоком нейтронов с последующим измерением возникающей при этом искусственной радиоактивности. При изучении разрезов нефтяных и газовых скважин метод используется для определения ВНК по эффекту активации натрия, хлора или ванадия. Очевидно, что и в этом случае для прогнозирования ожидаемого эффекта важное значение имеют гидрогеологические данные о содержании указанных элементов в пластовых водах исследуемого горизонта.

Наконец, следует отметить, что данные гидрогеологии используются при интерпретации термометрических исследований скважин.

§ 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОМЫСЛОВО-ТЕХНИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

При современных методах и скоростях проходки скважин особое значение для успешного бурения приобретают вопросы гидрогеологической изученности разреза и установление гидрохимических реперов, позволяющих коррелировать воды различных горизонтов. В качестве коррелятивов обычно употребляются такие параметры, как общая минерализация, отдельные ионы или их соотношения. Основное требование, предъявляемое к выбираемым реперам, это их постоянство в процессе отбора пробы подъема на поверхность и до самого момента анализа, а также возможность определения на стандартной гидрохимической аппаратуре.

При бурении разведочных и эксплуатационных скважин в геолого-технические наряды включают данные по водонсытым горизонтам с высокими напорами. Проходка таких горизонтов требует особой тщательности подготовки утяжеленных буровых растворов.

Имея подробный гидрохимический разрез, можно предусмотреть мероприятия для локализации такого явления, как порча тампонажным цементом агрессивными высокосульфатными водами с большим содержанием углекислого газа в составе растворенных газов.

Для изоляции подошвенных вод успешно применяют химический тампонаж. Суть этого метода заключается в нагнетании в водонефтяной пласт раствора нафтената натрия, приводящего к закупорке пор выпадающими из раствора нафтенатами кальция.

Этот метод, однако, применяется ограниченно при наличии в ионно-солевом составе вод хлоридов и сульфатов кальция.

При определении аварийного притока воды в скважине в результате нарушения целостности колонны или негерметичности цементного стакана можно воспользоваться анализами ионно-солевого состава вод. Резкое отличие состава исследуемой воды от состава пластовых вод в данной скважине может быть вызвано аварийным притоком. Для определения места поступления вод в скважину необходимы сведения об ионно-солевом и газовом составе вод как по всему разрезу, так и по отдельным горизонтам. Однако рассматриваемая методика не позволяет выделять воды различных горизонтов, мало отличающиеся друг от друга по ионно-солевому составу.

В отдельных случаях по химическому составу вод в пластах можно выявить наличие или отсутствие сообщаемости между ними и даже коррелировать пропластки в пределах изучаемой площади.

Знание геохимии в процессе разработки помогает в ряде случаев следить за продвижением контуров водоносности и нефтеносности, что в свою очередь позволяет выделять зоны обводненности. По изменению ионно-солевого состава вод в скважинах в процессе разработки можно определять направление и степень интенсивности продвижения вод по пласту.

В настоящее время для определения путей внедрения в пласт закачиваемой воды, скорости продвижения вод, установления контура «вода — нефть» пользуются рядом химических и радиоактивных индикаторов. Наряду с этим А. М. Никаноров и Л. Н. Шалаев предложили так называемый «гидрохимический метод». Суть его заключается в том, что в процессе проникновения в пласт закачиваемая вода в случае резкого отличия по своему составу от пластовых вод может быть использована как своеобразный индикатор.

А. Н. Огильви еще в 1909 г. подсчитал, что при смешении пресных и минерализованных вод получается ряд смесей промежуточного характера.

Позже М. Г. Валяшко и другие исследователи отмечали, что в случае выпадения части солей в осадок процесс смешения не будет определяться уравнением прямой. Поэтому для распознавания и количественной оценки закачиваемой воды было предложено пользоваться ионами хлора, который обычно не участвует в процессе солеобразования при смешении вод.

Сведения о геохимии в процессе искусственного заводнения пласта позволяют контролировать этот процесс. Для этого определяют основные химические свойства воды, закачиваемой в пласты, и воды, находящейся в объекте закачки, с целью предотвращения закупорки пор пласта солями и механическими частицами, выпадающими из воды, и установления нефтевымывающих свойств вод, закачиваемых в пласт.

Наличие в закачиваемых водах повышенного содержания взвешенных веществ, коллоидов, гидрокарбонатов, сульфатов кальция,

железа часто приводит к выпадению осадка, закупоривающего поры и ухудшающего коллекторские свойства пород. Во избежание таких явлений закачиваемую воду предварительно очищают от взвешенных и коллоидных частиц. Закачка в высокотемпературные пласты щелочных вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов может привести к выпадению карбоната кальция. Закачка в пласт со щелочной сероводородной водой пресных или морских вод, содержащих в газовом составе растворенный кислород, а в ионно-солевом — сульфаты кальция и магния, приводит к выпадению осадка за счет различных химических реакций. Так, при взаимодействии кислорода и сероводорода выпадает сера; при взаимодействии сульфата кальция и соды — карбонат кальция.

Следует отметить, что в глинисто-песчаных коллекторах щелочные воды часто вызывают разбухание глинистых частиц, что приводит к снижению пористости и проницаемости. Дело в том, что в коллекторских толщах глина в виде отдельных частиц наблюдается в порах песчаников. Глинистые слои и пропластки чередуются с песками и песчаниками. Величина глинистости бывает весьма высокой. Например, в отложениях девонского возраста на территории Урало-Поволжья глинистость в отдельных пластах достигает 33%. Монтмориллонитовые, каолинитовые и гидрослюдистые минералы, составляющие глины, имеют различную способность к набуханию. Наиболее подвержены набуханию монтмориллонитовые минералы, затем гидрослюдистые и, наконец, каолинитовые. Исследованиями в этой области установлено, что высоко минерализованные (более 50 г/л) воды вызывают наименьшее разбухание глин. Поэтому закачка очищенных высоко минерализованных вод в пласты, содержащие глинистые прослои, наиболее эффективна.

Как отмечалось ранее, изучение химического состава закачиваемых и пластовых вод позволяет контролировать процесс заводнения и следить за продвижением вод по площади пласта.

Степень интенсивности нефтевымываемости водами разного химического состава различна. Нефтевымывающие свойства вод обусловлены их поверхностной активностью, что, в свою очередь, определяется химическим составом. Щелочные воды обладают наибольшей нефтевымывающей способностью. Наличие малоактивных нефтей позволяет применять поверхностные пресные или морские воды. В случае активных нефтей применяют щелочные воды. При отсутствии щелочных вод используют смеси щелочной и жесткой воды, хотя при этом может выпасть из раствора карбонат кальция.

Пластовые воды обладают сильными коррозионными свойствами, что приводит к быстрому износу металлического оборудования скважин.

Наибольшими коррозионными свойствами обладают воды, содержащие в составе растворенных газов сероводород и кислород. Повышенные количества сероводорода обуславливаются в значительной степени наличием сульфатредуцирующих бактерий в водах.

Повышенными коррозионными свойствами обладают кислые воды и воды, содержащие много хлоридов и сульфатов.

В процессе эксплуатации нефтяных и газовых месторождений совместно с нефтью получают огромные притоки пластовых вод. Чтобы предотвратить загрязнение поверхностных водоемов этими водами (которые на промыслах известны как сточные), в качестве естественных емкостей для их сброса используют поглощающие горизонты, изолированные от земной поверхности. Однако сброс воды это только часть задачи. Ведь количество воды, добытой совместно с нефтью за 1970 г., составило около 315 млн. м³. В этой воде содержится и нефть, которую необходимо извлечь и использовать по назначению. Кроме того, пластовая вода, извлеченная на поверхность, может быть возвращена в тот же пласт. Заводнение пласта собственной водой является весьма перспективным делом, позволяющим предохранить поверхностные водоемы от загрязнения и заполнить пласт идентичными по составу водами.

При использовании сточных вод для заводнения нефтеносных пластов приходится учитывать такой важный фактор, как взаимодействие полярных веществ нефтей с породой. В настоящее время разработан ряд поверхностно активных веществ (нейоногенные, аннионоактивные), позволяющих увеличивать нефтеотдачу на 15—20% при одновременном увеличении скорости вытеснения нефти и уменьшении расхода закачиваемой воды.

Практикой установлено, что добавка в сточные воды поверхностно активных веществ способствует частичному восстановлению проницаемости призабойной зоны. Установлено также, что добавка в закачиваемые воды больших количеств поверхностно активных веществ с последующей закачкой чистой воды более производительна, чем длительное нагнетание вод с малым содержанием поверхностно активных веществ.

Для того чтобы не снижалась проницаемость нагнетательных скважин, закачиваемые воды должны быть свободны от водорослей и микроорганизмов, ржавчины, солевых компонентов, способных в пластовых условиях давать нерастворимые соли. Применение сточных вод, содержащих нефть, приводит к снижению проницаемости призабойной зоны за счет накопления нефти в порах пород, что затрудняет продвижение самой воды. Таким образом, перед закачкой сточных вод в пласт, их необходимо очищать от нефти и взвешенных частиц.

Закачка минерализованной сточной воды предотвращает попадание в пласт сульфатредуцирующих бактерий, что, в свою очередь, сказывается на замедлении коррозионного процесса. Установлено также, что коррозионная активность сточных вод возрастает при разбавлении их пресной водой. Наибольшая коррозионная активность отмечается при двадцатикратном разбавлении.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. М., Гидрометеиздат, 1953.
2. Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. М., «Недра», 1971.
3. Жданов М. А., Карцев А. А. Нефтепромысловая геология и гидрогеология. М., Гостоптехиздат, 1958.
4. Зерчанинов И. К. Методика исследования скважин Урало-Поволжья. М., Гостоптехиздат, 1962.
5. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.
6. Карцев А. А., Басков Е. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеология. М., «Недра», 1969.
7. Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963.
8. Кротова В. А. Волго-Уральская область. Гидрогеология. М., Гостоптехиздат, 1956.
9. Любомиров Б. Н. Подземные воды Тимано-Пайхойской области в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности. — Труды ВНИГРИ 1959, вып. 133.
10. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Гостоптехиздат, 1955.
11. Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод. М., изд-во МГУ, 1965.
12. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1948.
13. Сухарев Г. М. Основы нефтепромысловой гидрогеологии. М., Гостоптехиздат, 1956.
14. Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1959.
15. Сухарев Г. М. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1971.
16. Яковлев В. П. Оператор по исследованию нефтяных скважин. М., Гостоптехиздат, 1959.
17. Якуцени В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины. М., Гостоптехиздат, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Основные сведения по общей гидрогеологии	10
§ 1. Воды в атмосфере	12
§ 2. Воды поверхности Земли	13
§ 3. Условия нахождения и виды вод в горных породах	15
§ 4. Условия залегания вод в горных породах	17
§ 5. Движение подземных вод	27
§ 6. Происхождение подземных вод	33
§ 7. Поиски и разведка подземных вод	36
§ 8. Оценка запасов подземных вод	40
§ 9. Наблюдение за режимом и проектирование эксплуатации подземных вод	43
Глава II. Основы гидрохимии	45
§ 1. Химический состав подземных вод	45
§ 2. Химический анализ вод	52
§ 3. Формы изображения химического состава вод	57
§ 4. Классификация природных вод по содержанию в них солей и газов	63
§ 5. Зональность и формирование химического состава подземных вод	68
Глава III. Общая характеристика вод газовых и нефтяных месторождений	78
§ 1. Общий химический состав вод газовых и нефтяных месторождений	79
§ 2. Органические вещества и микрокомпоненты	81
§ 3. Газовый состав вод нефтяных и газовых месторождений	86
§ 4. Оценка перспектив газонефтеносности по геохимическим показателям	90
Глава IV. Сравнительная характеристика вод основных газонефтеносных артезианских бассейнов СССР	94
Глава V. Применение гидрогеологии в промышленном деле	134
§ 1. Гидрогеологические наблюдения и исследования при разведке и разработке газовых и нефтяных месторождений	135
§ 2. Значение гидрогеологических данных для промышленно-геофизических работ	159
§ 3. Использование гидрогеологических данных для промышленно-технических целей	162
Список рекомендуемой литературы	167

Валерий Петрович Шугрин

НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Редактор издательства *Т. А. Дементьева*
Технические редакторы *Н. В. Жидкова, О. Ю. Трепенюк*
Корректор *П. А. Денисова*

Сдано в набор 19/Х—72 г. Подписано в печать 21/ХІІ—72 г. Т-21129
Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 2 Печ. л. 10,50 Уч.-изд. л. 11,20 Тираж 3600 экз.
Заказ № 1274/3880-7. Цена 39 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.