Библиотека СОК

А. М. ОВЧИННИКОВ

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

А. М. ОВЧИННИКОВ

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ИСПРАВЛЕННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено
Министерством высшего образования СССР
в качестве учебника
для гидрогеологических специальностей
вузов



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР

Москва — 1955

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Настоящее учебное руководство выходит в свет через пять лет после первого его издания. За истекшее время советская гидрогеология, как и другие отрасли науки в СССР, чрезвычайно выросла. Большое влияние на развитие гидрогеологии оказало крупное гидротехническое строительство, осуществление плана преобразования природы, устройство лесных полезащитных полос и оросительных систем, сооружение новых городов, поселков, водопроводов, изыскания на минеральные воды в связи с курортно-санаторным строительством, бурение на различные виды полезных ископаемых и глубокое бурение опорных скважин.

Величественная программа строительства коммунизма, намеченная в исторических решениях XIX съезда КПСС, выдвигает перед нашей наукой, в том числе и перед гидрогеологией, большие и ответственные задачи. Решения сентябрьского Пленума ЦК КПСС, постановление Пленума ЦК КПСС в марте 1954 г. об освоении целинных и залежных земель предусматривают наряду с всемерным развитием тяжелой промышленности крутой подъем производства предметов народного потребления и продуктов сельского хозяйства. В осуществлении этой программы большое значение имеют гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания, так как все виды производства требуют большого количества воды.

В соответствии с новыми требованиями и изменениями программы курса гидрогеологии книга подверглась композиционной переработке. Вопросы метеорологии и гидрологии, по сравнению с первым изданием, излагаются в более сокращенном виде; выделена глава об основных видах движения подземных вод и глава, посвященная истории развития гидрогеологии; значительно переработана и расширена последняя глава, где изложена методика гидрогеологических исследований.

В процессе работы автор получил ряд ценных указаний от А. А. Лучшевой, Д. С. Соколова, Л. А. Чубукова, П. Ф. Швецова, а также от рецензентов книги — сотрудников кафедры гидрогеологии Ленинградского горного института (заведующий проф. Н. И. Толстихин) и кафедры общей и динамической геологии Свердловского горного института имени В. В. Вахрушева (заведующий проф. А. А. Малахов). Всем этим лицам автор приносит искреннюю благодарность.

Автор с признательностью отмечает также, что он получил важные советы от заведующего кафедрой гидрогеологии МГРИ проф. Г. Н. Каменского, который взял на себя труд по редактированию этой книги.

Темпы развития всех отраслей народного хозяйства СССР, требующих участия гидрогеологов, настолько велики, что необходимо и в дальнейшем неустанно работать над улучшением курса гидрогеологии. Всем лицам, которые будут содействовать в этой работе, автор заранее выражает свою благодарность.

ИЗ ПРЕДИСЛОВИЯ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Предлагаемое руководство представляет собой переработанный конспект лекций по курсу «Общая гидрогеология», который автор читал в течение нескольких лет в Московском геологоразведочном институте имени Орджоникидзе. В основу этого курса был положен учебник Ф. П. Саваренского «Гидрогеология», вышедший двумя изданиями в 1934 и 1935 гг. Будучи больным и не имея возможности подготовить третье издание, Ф. П. Саваренский предложил автору взять на себя труд по составлению нового учебника по гидрогеологии, оставив за собой общее редактирование его. Вместе с Ф. П. Саваренским были намечены разделы, которые должны быть переработаны или написаны заново с учетом последних гидрогеологических исследований.

Преждевременная смерть Ф. П. Саваренского не позволила осуществить совместную работу над учебником. Были согласованы лишь общие принципиальные установки, которые должны быть положены в основу его составления: максимальное отражение успехов гидрогеологии и сопредельных наук (особенно гидрологии, метеорологии и климатологии), насыщение учебника геологическим материалом, для того чтобы гидрогеологические процессы можно было объяснять на конкретных примерах.

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеология — наука о происхождении, движении, развитии и распространении подземных вод в земной коре. Она способствует рациональному использованию подземных вод, этого, по выражению крупнейшего русского геолога А. П. Карпинского, «наиболее драгоценного ископаемого». Гидрогеология — отрасль геологии, и подземные воды в ней рассматриваются на основе анализа исторического процесса развития земной коры в тесной взаимосвязи с горными породами.

Советская гидрогеология стремится решать задачу полноценного изучения и использования подземных вод в интересах планового социалистического хозяйства: для водоснабжения, гидротехнического строительства, орошения, промышленности, курортно-санаторного дела. От учения о подземных водах, распространенного за рубежом, она принципиально отличается широтой охвата природных явлений, связанных с формированием подземных вод. Там учение о подземных водах имеет описательное направление; оно лишено исторической основы, а в ряде стран гидрогеология даже не выделяется в самостоятельную область знаний и включается в гидрологию. Источники подземных вод часто рассматриваются как поднимающиеся из глубоких недр отдельные, изолированные струи, вне всякой связи с окружающей геологической обстановкой.

Подземные воды, участвующие в общем круговороте воды в природе, составляют только часть вод нашей планеты, вследствие чего при решении задач гидрогеологии возникает необходимость привлекать смежные науки: метеорологию и гидрологию, почвоведение и литологию, вулканологию и др.

В основе советской гидрогеологии, наряду с геологией, лежат: гидравлика — наука о законах движения вод; геохимия — наука о химических процессах и миграции атомов в земной коре; геофизика — наука о физических процессах на Земле (рис. 1).

В настоящее время советская гидрогеология представляет собой комплексную науку, которая включает следующие разделы: 1) общая гидрогеология; 2) динамика подземных вод; 3) поиски и разведка подземных вод; 4) гидрогеология месторождений полезных ископаемых; 5) региональная гидрогеология; 6) учение о минеральных водах.

Настоящая книга охватывает только первый раздел гидрогеологии, в котором рассматриваются общие вопросы питания и формирования подземных вод, включая гидрометеорологические условия, влияющие на режим и баланс подземных вод.

Здесь же даются основы классификации подземных вод и излагается методика полевых гидрогеологических съемочных работ, с которыми студенты знакомятся на практике после прохождения курса общей гидрогеологии.

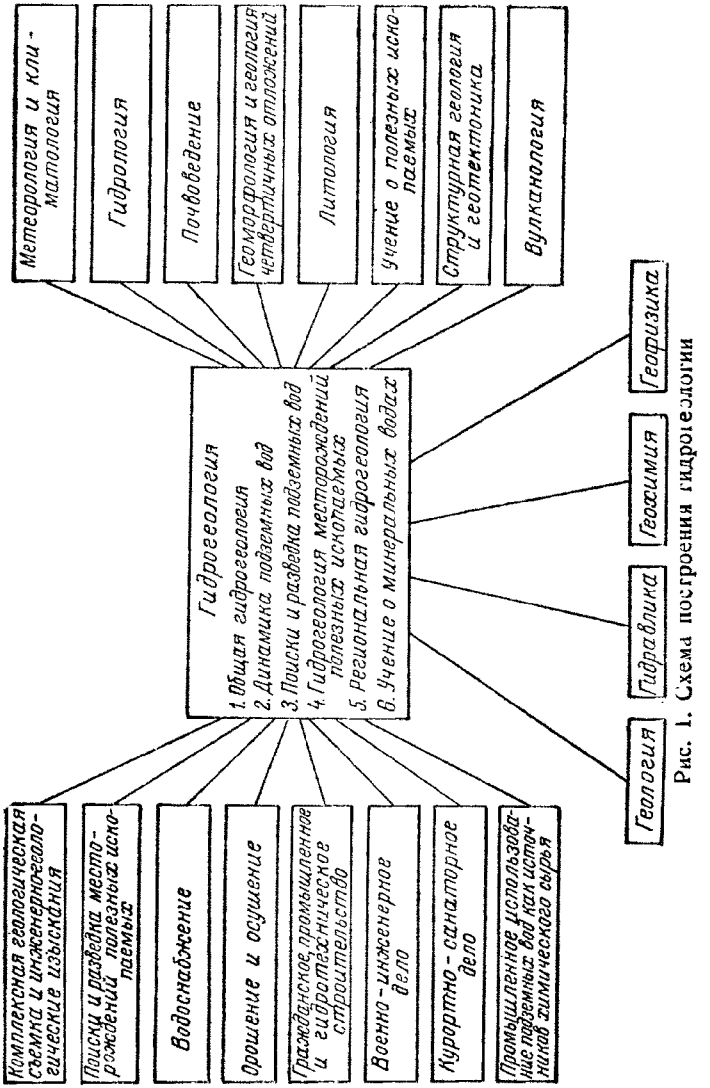


Рис. 1. Схема построения гидрогеологии

В Советском Союзе вместе с гидрогеологией развивается новая отрасль геологии — инженерная геология, широко использующая гидрогеологические методы. Многие вопросы, близкие к гидрогеологии, рассматриваются в грунтоведении и мерзлотоведении.

Глава 1

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Разнообразные способы использования подземных вод были известны еще в далекой древности. Ведя в течение многих веков борьбу за свое существование, свободу и независимость, сооружая города-крепости и дороги, изготовляя орудия производства, добывая полезные ископаемые, орошая и осушая земли, люди научились разрешать сложные технические вопросы, связанные с водоснабжением, строительством каналов и выварной соли из рассолов. Старинные каптажные сооружения, сохранившиеся глубокие шахты, оборудованные рассолоподъемными трубами, многочисленные кяризы и колодцы в пустынях, часто занесенные песками, свидетельствуют о довольно высоком мастерстве специалистов по добыванию воды в прошлые века.

В истории развития представлений о подземных водах с древнейших времен можно отметить три основных направления. Одни ученые придерживались инфильтрационной теории происхождения вод, полагая, что все подземные воды питаются атмосферными осадками. Другие объясняли происхождение подземных вод конденсацией водяных паров воздуха. Третьи считали подземные воды результатом прямого проникновения (инфлюации) морских вод, с последующей потерей солей и превращением в пресные воды. Эти взгляды менялись в ходе истории, но господствующей теорией всегда была инфильтрационная.

В условиях первобытно-общинного строя подземные воды часто были предметом поклонения; им приписывались самые фантастические условия зарождения, хотя искусство добывать воду существовало в самые древние времена (Китай, Египет и др.). В эпоху древней Греции и Рима, в период развития античной философии, появляются зачатки первых научных представлений о свойствах природных вод и о круговороте воды в природе. У Аристотеля и его современников (IV век до н. э.) можно найти довольно правильные суждения о соотношении между атмосферными осадками и речным стоком. Идея о происхождении подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, являющаяся одним из достижений древней эллинской науки, изложена в трактате римского инженера Марка Витрувио Поллио (I век до н. э.), переведенном на русский язык в 1792—1799 гг.

Интересно отметить, что выдающийся ученый средневекового Узбекистана (математик, астроном, географ, минералог), уроженец Хорезма Абу-р-Райхан ал-Бируни (937—1048), решая некоторые вопросы использования вод, уже правильно оценивал роль гидростатического давления в движении подземных вод.

В средние века, в феодальную эпоху, вопросы происхождения подземных вод в большинстве случаев разрешались умозрительно, чисто схоластическим путем, и только в эпоху Возрождения в Западной Европе начинают появляться работы, представляющие собой развитие взглядов Поллио и Бируни. Большую роль в питании подземных вод придавал инфильтрации атмосферных осадков Бернард Палисси (1510—1599). В конце XVII века П. Перро была сделана первая попытка количественного подсчета водного баланса р. Сены. Через несколько лет этот подсчет был уточнен известным физиком Э. Мариоттом, которого часто не вполне справедливо считают создателем инфильтрационной теории. Идеи о круговороте воды в природе и о питании подземных вод за счет выпадающих осадков развивал Э. Галлей (1656—1724), работам которого придавал большое значение акад. В. И. Вернадский.

Инфильтрационная теория более всего удовлетворяла запросам практики использования пресных вод для водоснабжения. Она, несомненно, лежала в основе воззрений многих специалистов, производивших работы по захвату подземных вод и на территории нашей страны.

Русские люди умели строить водопроводы на более высоком техническом уровне, чем в Западной Европе. Можно привести замечательные примеры самотечного водопровода московского кремля (1633) или фонтанов Петродворца (Петергофа). До наших дней частично сохранились водопроводы, построенные в XI и XII веках в Киеве, Новгороде и других городах. В XV—XVI веках в Старой Руссе уже существовали трубопроводы из центрального соленого источника в каждую отдельную соляварницу.

Устройство каналов, водопроводов и других сооружений, предназначенных для использования подземных вод, требовало накопления и обобщения практических навыков. Большую роль в изучении природных богатств страны и обобщении практического опыта сыграла учрежденная Петром I Российская академия наук — ее экспедиции по изучению Каспийского моря, Сибири, Камчатки и других районов, составление географических карт и обследование крупных источников подземных вод (С. П. Крашенинников, Н. И. Лепехин, Н. Я. Озерецковский, Н. П. Рычков, А. Ф. Зуев, П. С. Паллас и др.).

Один из первых академиков, гениальный русский ученый М. В. Ломоносов (1711—1765), опередивший своими идеями и исследованиями многих иностранных ученых почти на столетие, в своих работах высказывал соображения по некоторым вопро-

сам метеорологии и геологии, близкие к современным взглядам. По существу с работ Ломоносова начинается новый этап научного развития представлений о подземных водах. Особенностью этого послеломоносовского этапа является ярко выраженное геолого-геохимическое направление в изучении водных ресурсов. В конце XVIII и начале XIX веков научные идеи Ломоносова продолжал акад. В. М. Севергин.

Развитие капиталистических отношений в России вызвало повышение интереса к использованию водных ресурсов.

В 1827 г. в Петербурге было организовано Управление генерал-гидрографа, которое занималось систематическим изучением морей и озер.

В 1874 г. при департаменте шоссейных и водных путей сообщения начала работать специальная комиссия под руководством П. А. Фадеева по планомерному изучению русских рек и озер. Примерно к этому же времени относятся работы по осушению болот в бассейне р. Припяти, мелиоративные работы на Кавказе и в Туркестане, а также организация специальных экспедиций в засушливые районы юга России. Широкое распространение приобретает бурение артезианских колодцев (Н. А. Головкинский и др.).

В 1882 г. был учрежден Российский геологический комитет, в задачи которого входило составление геологической карты страны. Сотрудники этого комитета, крупные геологи того времени И. В. Мушкетов, С. Н. Никитин, Н. А. Соколов и др., выполнили ряд интересных гидрогеологических исследований, не потерявших своего значения до наших дней. И. В. Мушкетов изложил основы учения о подземных водах в отдельной главе своего учебника «Физическая геология» (1900), причем широко использовал отечественные материалы и результаты лично проведенных изысканий как по пресным, так и по минеральным водам.

В последней четверти прошлого века отмечается интенсивное развитие отечественной географической науки (работы Д. Н. Анучина, А. И. Воейкова, П. П. Семенова-Тяншанского), оказавшее несомненное влияние и на учение о подземных водах. В 1884 г. появилась известная работа создателя климатологии А. И. Воейкова «Климаты земного шара» (переиздана в 1948 г. Академией наук СССР), где освещаются закономерности распространения различных климатов и подчеркивается значение климатических факторов для режима вод суши. Эта работа представляет особый интерес для гидрогеологов, так как главное внимание уделяется в ней тем процессам, от которых зависит перемещение воздушных масс и режим влаги в атмосфере.

Большое значение для развития гидрогеологии имели работы руководимой Л. А. Тилло «Экспедиции по исследованиям источников главнейших рек Европейской России» (1894—1903), начатые в связи с недородом хлебов и засухами.

В результате этих работ было опубликовано 40 хорошо оформленных отчетов с характеристикой гипсометрических, почвенно-ботанических и гидрологических условий отдельных бассейнов (Волги, Оки, Днепра и др.). Подземные воды изучались С. Н. Никитиным, который установил связь распространения грунтовых и артезианских вод с естественно-историческими условиями районов. Общие вопросы гидрогеологии изложены им в интересном популярном очерке «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» (1900). С. Н. Никитиным впервые выделен Московский артезианский бассейн. При его же участии в 1887—1888 гг. производились детальные гидрогеологические изыскания с опытными откачками и наблюдениями за режимом грунтовых вод при устройстве Мытищинского водопровода в окрестностях Москвы.

Большую роль сыграли работы выдающегося почвоведа В. В. Докучаева (1846—1903), которые завоевали русскому почвоведению первое место в мире («Русский чернозем», «Наши степи прежде и теперь», «Способы образования речных долин Европейской России», «К учению о зонах природы» и др.). Глубоко и плодотворно было влияние докучаевской школы на все области естествознания, в том числе и на гидрогеологию; в особенности оно отразилось на развитии идеи о зональности подземных вод.

В конце XIX и начале XX веков интересные геотермические наблюдения за подземными водами проводили Л. А. Ячевский и А. Д. Стопневич. Последний много сделал также для упорядочения охраны подземных вод.

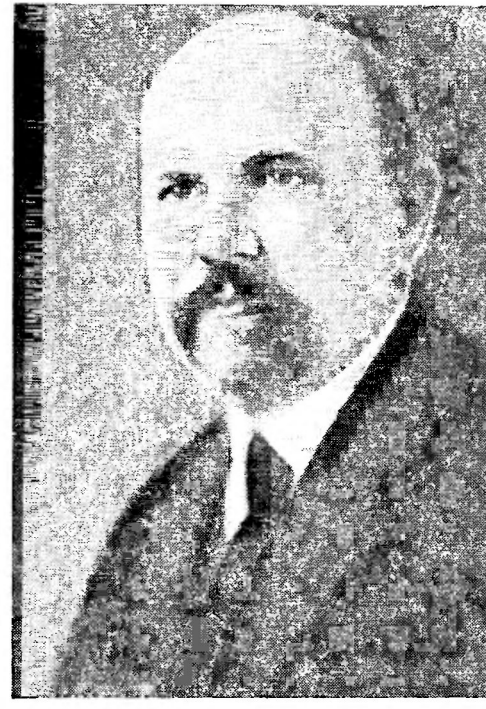
Как уже указывалось выше, учение о подземных водах развивалось главным образом на основе инфильтрационной теории. Однако некоторые ученые пытались доказать, что главную роль в питании подземных вод играет не инфильтрация атмосферных осадков, а конденсация водяных паров.

В 1877 г. немецкий инженер О. Фольгер на съезде инженеров во Франкфурте-на-Майне сделал доклад о конденсационном происхождении подземных вод, который вызвал оживленные отклики. Он решительно возражал против возможности происхождения подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, указывая на то, что даже интенсивные осадки не проникают в почву глубоко. Доклад Фольгера, хотя и был поддержан некоторыми исследователями, в общем подвергся резкой критике. К чести русских исследователей надо отметить, что они не последовали за Фольгером.

В период 1907—1919 гг., на основании интересно задуманных и тщательно выполненных экспериментальных исследований, выдающийся русский почвовед-физик А. Ф. Лебедев разработал вопросы механизма перемещения воды в почве, осветил истинную роль конденсации водяных паров в питании почвенных и грунтовых вод и выделил различные виды воды

в почвах и горных породах. Выводы Лебедева были огромным шагом вперед по сравнению с ранее существовавшими представлениями. Конденсационная теория Фольгера была им разоблачена как чисто умозрительное заключение, не подкрепленное никакими серьезными наблюдениями и экспериментами.

Интересным моментом в развитии представлений о природе подземных вод является также некоторое оживление в начале XX века взглядов на подземные воды как на продукт магматических процессов. Дело в том, что еще в конце XVIII и начале XIX веков в Западной Европе развернулась ожесточенная борьба двух направлений в геологии: вулканизма и нептунизма. Представители первого направления большое значение в процессах развития земной коры приписывали вулканическим явлениям, представители второго направления старались объяснить те же явления деятельностью мирового океана и поверхностных вод. Борьба эта в конце XIX века несколько затихла, но отголоски ее можно найти до сих пор во многих геологических и гидрогеологических работах.



А. Ф. Лебедев (1882—1936)

В гидрогеологии увлечение вулканизмом проявилось в возникновении в начале XX века так называемой теории «ювенильных» вод. Эта теория происхождения подземных вод из глубоких недр получила широкое распространение в научных кругах после доклада, прочитанного в 1902 г. на съезде естествоиспытателей и врачей в Карлсбаде венским геологом Э. Зюссом.

Э. Зюсс привел ряд доказательств о связи некоторых минеральных вод с расплавленной вязкой магмой, в изобилии пропитанной различными газообразными продуктами. По мере охлаждения магмы эти продукты начинают выделяться и, попадая в области с более низкими температурами, конденсироваться, образуя ювенильные (т. е. девственные) воды, которые

в виде источников выходят на земную поверхность. В отличие от них, воды атмосферного происхождения Э. Зюсс назвал вадозными (от латинского слова vadere — блуждать).

Идея Зюсса встретила, с одной стороны, поддержку, с другой, — ряд критических замечаний. Одни исследователи доказывали, что каждая порода магматического происхождения при нагревании в безвоздушном пространстве до красного каления выделяет вместе с некоторыми газами и воду. Другие отрицали присутствие ювенильной воды среди продуктов вулканических извержений и делали из своих наблюдений вывод о безводности самой магмы.

В известной сводной работе, посвященной минеральным водам в России, А. П. Герасимов (1920) отметил: «Трудно примирить эти противоречия, но, кажется, на основании всей суммы известных фактов, правильнее считать возможным существование паров воды в магме, откуда уже, как логическое следствие, вытекает необходимость существования ювенильной воды на поверхности». Правда, ювенильная вода при подъеме на поверхность должна разбавиться поверхностной. В результате в минеральном источнике, по А. П. Герасимову, «...мы будем иметь ювенильные газы и соли, растворенные в ювенильной воде, разбавленной водой поверхностной, и сам минеральный источник получит характер смешанного».

Идеи, высказанные Э. Зюссом, первоначально давшие толчок разработке ряда проблем, вскоре превратились в тормоз для развития правильных представлений о природе воды. Но и до наших дней, особенно среди геологов, изучающих гидротермальные месторождения, сохранились приверженцы теории ювенильных вод, хотя доказательства существования последних с гидрогеологической точки зрения весьма неубедительны.

После Октябрьской социалистической революции для гидрогеологии наступил период всестороннего развития в связи с тем, что гидрогеология была поставлена на службу народному хозяйству. Небывало широкий размах получили гидрогеологические исследования, направленные к разрешению самых различных практических задач: поиски и разведка подземных вод для использования их в промышленности и сельском хозяйстве; изучение обводненности месторождений полезных ископаемых и борьба с рудничными водами; гидрогеологические исследования районов гидротехнического строительства и искусственного орошения; поиски и разведка минеральных вод лечебного значения.

Большое плодотворное влияние на развитие гидрогеологии оказало создание ряда научно-исследовательских организаций (институтов ВСЕГИНГЕО, ВОДГЕО, Лаборатории гидрогеологических проблем Академии наук СССР, Гидрологического института, курортных институтов), а также учреждение гидрогеологической специальности в Московской горной академии

(1920), а затем и в других вузах. В последующие годы была создана широкая сеть наблюдательных станций, контролирующих жизнь подземных вод.

Работа многочисленных отрядов гидрогеологов в различных районах СССР доставила огромный материал, на основе которого сформировались главнейшие отрасли советской гидрогеологии и появилась возможность составить гидрогеологическую карту СССР. Особенно большой вклад в науку внесли советские ученые: Н. Ф. Погребов, В. С. Ильин, Ф. П. Саваренский и А. Н. Семихатов.



Ф. П. Саваренский (1881—1946)

Н. Ф. Погребов изучал подземные воды силурийского плато под Ленинградом и Донецкого бассейна, исследовал оползни южного берега Крыма. Он впервые организовал гидрогеологическую секцию в Геологическом комитете и был первым ее председателем.

Из работ В. С. Ильина следует отметить оригинальное исследование по грунтовым водам, в котором впервые были сформулированы принципы их районирования и зональности для территории Европейской части СССР.

Ф. П. Саваренский — глубокий исследователь докучаевской школы. Интересны результаты его исследований в Кура-Араксинской низменности Закавказья в связи с реконструкцией ирригационных систем для расширения орошаемых хлопковых земель. Эти исследования вместе с ранними работами Саваренского в Прикаспийской низменности положили начало разработке проблемы формирования грунтовых вод в засушливых областях.

Ф. П. Саваренский был автором первого советского учебника по гидрогеологии, построенного на богатейшем отечественном материале и достижениях советской гидрогеологической практики. В этом учебнике приведены оригинальные научные

обобщения автора по грунтовым водам, дано интересное сопоставление процессов их формирования с направлением почвообразования и выветривания в различных природных зонах СССР.

Первой сводной работой по артезианским водам явилась книга А. Н. Семихатова «Подземные воды СССР». В ней установлена связь распределения артезианских вод Европейской части СССР с основными тектоническими структурами.

Особую группу среди подземных вод составляют минеральные воды, имеющие лечебное значение. Эти воды используются многочисленными курортами, образующими в СССР обширную сеть народных здравниц. Учение о минеральных водах — одна из важнейших отраслей гидрогеологии — создано работами А. П. Герасимова, Н. Н. Славянова, Н. И. Толстихина, А. М. Овчинникова и др.

Интересные данные о водах, залегающих на больших глубинах, получены в результате бурения на нефть. На участках нефтяных месторождений были обнаружены подземные воды очень высокой минерализации (рассолы) и своеобразного химического состава, отличающегося преобладанием хлористых солей натрия, магния и кальция и относительно высоким содержанием брома, иода и других рассеянных элементов. Учение о водах нефтяных месторождений составило особую отрасль гидрогеологии; ей посвящены работы В. А. Сулина и др. Глубоким бурением в различных районах СССР установлено широкое распространение высокоминерализованных подземных вод в глубоких слоях осадочных толщ. Воды эти приобрели промышленное значение как источник минерального сырья для некоторых отраслей химической промышленности.

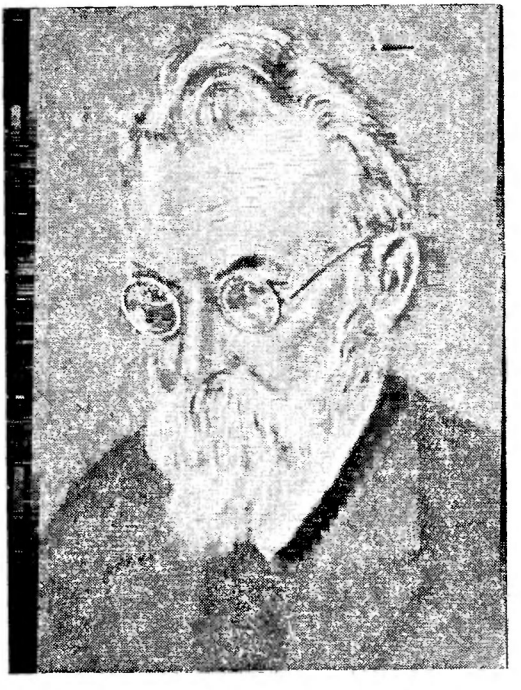
Ряд теоретических вопросов, касающихся прогноза изменений режима подземных вод, был разрешен при крупном гидротехническом строительстве и устройстве оросительных систем. Запросы гидротехнического строительства привели к решению ряда новых задач, связанных с фильтрацией и подпором грунтовых вод (Г. Н. Каменский, Н. Н. Биндеман, П. Я. Полубаринова-Кочина, Ф. Б. Нельсон-Скорняков). Гидрогеологические работы на оросительных системах Закавказья и Средней Азии осветили проблему формирования грунтовых вод в условиях континентального засоления. М. М. Крыловым разрабатывалась методика исследования режима и баланса грунтовых вод орошаемых земель.

Участие гидрогеологов в горных работах привело к развитию учения о рудничных водах как особой отрасли гидрогеологии, изучающей условия обводнения горных выработок и ставящей своей целью борьбу с рудничными водами (С. В. Троянский, Д. И. Щеголев, С. П. Прохоров, П. П. Климентов и др.).

Особо следует отметить результаты гидрогеологического изучения многолетней («вечной») мерзлоты, предпринятого в связи

с народнохозяйственным освоением обширных территорий севера и северо-востока СССР. Систематические исследования в этой области проводились под руководством акад. В. А. Обручева Комиссией по изучению «вечной» мерзлоты при Академии наук СССР, преобразованной затем в Институт мерзлотоведения.

Своеобразный гидрогеологический режим, присущий области «вечной» мерзлоты, освещается в работах М. И. Сумгина, одного из основоположников мерзлотоведения как науки. Подземные воды этой области и связанные с ними физико-геологические явления составили предмет ряда интересных работ Н. И. Толстихина и П. Ф. Швецова.



В. И. Вернадский (1863—1945)

Основы для изучения природных вод земной коры создал акад. В. И. Вернадский, который обратил внимание на значение перехода воды из одного физического состояния в другое и доказал влияние этих переходов на химический состав воды. Очень важное значение имеет положение Вернадского о том, что природные воды следует рассматривать как газовые растворы, причем каждая вода характеризуется определенным количеством и составом газов. В. И. Вернадский указал на длительность геологического круговорота воды. Особое внимание он обращал на подвижные равновесия, которые существуют между природными водами, твердыми телами, газами и живым веществом. Он развил учение о биосфере как о сфере, в которой происходят основные процессы формирования химического состава подземных вод. Наконец, он создал радиологию и указал на значение радиоактивных элементов в подземных водах как показателей возраста последних. Таким образом, В. И. Вернадский по праву может считаться одним из основоположников той области знаний, которая в настоящее время получила название гидрогеохимии. Много интересных работ в этой области принадлежит ученику В. И. Вернадского А. П. Ви-

ноградову и А. Н. Бунееву. Химический состав воды рек широко освещен в работах О. А. Алекина, которым составлено первое руководство по гидрохимии (1948).

Большое влияние на развитие гидрогеологии оказали работы крупнейших советских ученых — акад. А. Е. Ферсмана и акад. А. Д. Архангельского.

А. Е. Ферсман (1883—1945) выделил в земной коре геохимические системы, связанные с фазами наиболее интенсивных тектонических движений и с климатическими условиями. Им разработаны понятия о геохимических поясах, полях, узлах, эпохах и т. п. Эти идеи были с успехом использованы при установлении закономерностей распространения главнейших генетических типов подземных вод. А. Е. Ферсман рассмотрел поведение каждого химического элемента периодической системы Менделеева и создал геоэнергетическую теорию; при этом он рассматривал все процессы в динамике и мастерски рисовал направление процессов в различных природных обстановках. Не будучи гидрогеологом, Ферсман по существу первый произвел исторический анализ гидрогеологических процессов на примере одного месторождения редких элементов Средней Азии.

Из трудов А. Д. Архангельского (1879—1940) для исследователей подземных вод наибольший интерес представляют две работы: «Условия образования нефти на Северном Кавказе» (1927), удостоенная премии имени В. И. Ленина, и «Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений», написанная в соавторстве с Э. С. Залманзон (1931). В последней работе авторы делают вывод, что «подземные воды нефтяных месторождений Грозненского района, а вероятно и других месторождений Северного Кавказа, по своему химическому составу ничем существенным не отличаются от тех растворов, которые заключаются во вмещающих водоносные слои глинистых породах». Растворы же эти «...могут быть остатками заключавшейся некогда в глинах морской воды, которая претерпела чрезвычайно сильные изменения, так сказать, переродилась под влиянием процессов диагенеза, превращающих морской ил в горную породу». Механизм изменения морской воды авторы рисуют как обменно-адсорбционный процесс, связанный с поглощенным комплексом илов и пород.

А. Д. Архангельский в своих работах о водах нефтяных месторождений, по существу, развивал идеи акад. Н. И. Андрусова (1861—1924), значение исследований которого он всегда высоко ценил. Надо сказать, что некоторые исследователи несправедливо приписывают приоритет в открытии древних погребенных вод Лэну, Роджерсу, Геферу, тогда как в действительности наличие этих вод было впервые установлено выдающимся русским геологом Н. И. Андрусовым. В связи с изучением неогеновых отложений Причерноморской и Прикаспийской областей Андрусов не мог не обратить внимания на ту природную

обстановку, в которой формируются нефтяные залежи, и уже в 1907—1908 гг. он заинтересовался водами, сопровождающими эти залежи. К сожалению, его выводы были опубликованы в мало распространенном журнале («Труды Бакинского отд. Русского техн. о-ва», 1908. Статья «К вопросу о происхождении и залегании нефти»). В Америке идея об «ископаемых», или «реликтовых», водах нашла широкое распространение, но развитие ее пошло по чисто формальному пути: все внимание было обращено на систематизацию химических анализов вод нефтяных месторождений по схеме Пальмера — Роджерса.

В последнее время идея об участии древних морских вод в формировании химического состава многих подземных вод получила развитие в трудах ряда советских гидрогеологов и гидрогеохимиков (К. И. Маков, Н. К. Игнатович, А. Н. Бунеев и др.).

Проникновение гидрогеодинамических и гидрогеохимических идей в гидрогеологию обусловило успешное разрешение проблемы формирования подземных вод. При этом важнейшее значение имело установление гидрохимической зональности артезианских бассейнов, которая впервые была сформулирована Н. К. Игнатовичем и нашла отражение в работах многих гидрогеологов (Т. П. Афанасьев, Ф. А. Макаренко, А. И. Силин-Бекчурин, Н. И. Толстихин, В. А. Сулин, С. А. Шагоянц и др.). В бассейнах различного возраста и геологического строения зональность вод проявляется по-разному в зависимости от стадии их развития и устанавливается на основании комплексного анализа (химического и газового состава вод, степени водообмена и т. д.).

В разработке важнейших вопросов динамики и режима подземных вод, а также формирования их основных генетических типов большое значение имеют работы Г. Н. Каменского, который рассматривает формирование подземных вод как результат последовательного развития процессов, приобретавших различные направления в зависимости от первоисточника воды и конкретной геологической обстановки.

В настоящее время советская гидрогеология представляет собой сложную отрасль геологической науки, охватывающую большой круг вопросов геологии, гидрогеохимии, динамики подземных вод, которые успешно разрешаются общими усилиями большого коллектива гидрогеологов.

Глава 2

ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

Баланс воды на земном шаре

Нагревание земной поверхности солнечным теплом вызывает постоянный круговорот влаги в природе. Под влиянием этого нагревания происходит испарение влаги с поверхности океанов, морей, рек, а также с суши и растительного покрова, причем в дальнейшем влага конденсируется в атмосфере и выпадает в виде атмосферных осадков. Осадки, выпавшие на сушу, частью испаряются непосредственно с ее поверхности, а частью стекают в реки, моря и океаны и испаряются с поверхности последних.

Текучие воды, размывая сушу, совершают грандиозную работу разрушения. В океан ежегодно сбрасываются тысячи миллионов тонн воды с растворенными в ней химическими веществами, извлеченными из горных пород по пути движения. В результате длительного процесса извлечения этих веществ морская вода приобретает солевой состав, сравнительно однородный в пределах крупных океанических бассейнов и несколько изменяющийся в морских водоемах, глубоко вдающихся в сушу.

С развитием Земли как планеты изменяются и физико-географические условия земной коры, а вместе с тем происходят изменения в очертаниях бассейнов и влагообороте. Изучая круговорот воды в природе, необходимо принимать во внимание эти изменения, как необходимо учитывать и различные условия и темпы перемещения влаги в различных звеньях этого единого процесса.

Если перемещение влаги в атмосфере и на поверхности земли совершается довольно быстрыми темпами, то в земной коре оно, как правило, замедляется по мере погружения на глубину. В самом поверхностном слое земной коры, в почвенном слое, происходит сложный процесс просачивания влаги от поверхности земли до уровня подземных вод. Собственно подземные воды двигаются более медленными темпами по пористым горным породам от областей питания к областям стока, выходя на поверхность земли в виде многочисленных источников. Кроме того, в земной коре происходит еще более длительный геологический процесс миграции подземных вод. Последний обусловлен тем, что часть воды морских бассейнов уходит в донные иловые осадки, видоизменяется в процессе диагенеза и может долго сохраняться в горных породах, пока эти осадки снова не выйдут на поверхность земли и не подвергнутся воздействию текучих вод. Так в круго-

ворот влаги входят и более древние воды. Наконец, много влаги временно исключается из круговорота, переходя в твердое состояние — в лед или связанную воду минералов и горных пород.

Несколько схематизируя процесс перемещения влаги в природе, рассмотрим годовой круговорот воды.

Испаряясь под действием солнечного тепла, вода поднимается над земной поверхностью в виде пара, переносится в таком виде воздушными течениями, при соответствующих условиях сгущается в капельно-жидкое состояние и возвращается обратно на поверхность земли в виде различного рода осадков. Затем происходят процессы поверхностного и подземного стока, опять испарение, перенос водяных паров и вновь возвращение на землю в виде осадков.

Обозначим:

$z_м$ — годовое испарение с поверхности океанов и морей;
$x_м$ — годовые осадки на поверхности океанов и морей;
$z_с$ — годовое испарение с поверхности суши;
$x_с$ — годовые осадки на поверхности суши;
y — годовой сток речных бассейнов.

Величина испарения составляет:

$$z_м = x_м + y;$$
$$z_с = x_с - y.$$

Для всего земного шара

$$z_м + z_с = x_м + x_с,$$

т. е. количество воды, испаряющейся с поверхности океанов и суши, равно количеству осадков, выпадающих на поверхность океанов и суши.

Общая поверхность земного шара составляет около $510 \cdot 10^6$ *км*^{2}. Из них океаны и моря занимают около 70,5%, а суша ~ 29,5%. Из ~ $150 \cdot 10^6$ *км*^{2} суши более $117 \cdot 10^6$ *км*^{2} имеют сток воды к морям и океанам; эти области называются сточными. Остальные ~ $32 \cdot 10^6$ *км*^{2} составляют бессточные, часто пустынные области, не связанные с океанами. Реки сточных областей впадают непосредственно в моря или океаны. Бессточные области расходуют получаемую ими воду только на испарение.

Речная система, включающая районы поверхностного и подземного стоков, называется бассейном. В наиболее крупной бессточной области СССР — Арало-Каспийской — располагаются бассейны рек Волги, Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, Урала.

Круговорот воды в количественном отношении изучался рядом ученых. Различают малый круговорот, при котором испарившаяся с поверхности морей и океанов влага выпадает здесь же, и большой круговорот, когда часть водяных паров переносится на сушу и выпадает на поверхность земли в виде осадков, вновь стекающих в моря и океаны. Таким образом,

ежегодная убыль воды в океанах и морях вследствие испарения покрывается прибылью воды из рек и от подземного стока.

Выделяют также внутренний влагооборот (или водооборот), когда основная масса атмосферных осадков, выпадающих на континенте, образуется из водяных паров местного происхождения. На значение этого влагооборота еще в конце XIX века обращали внимание А. И. Воейков и И. И. Касаткин. В настоящее время, как указывает В. В. Цинзерлинг (1950), в связи с проводимыми в СССР мероприятиями по преобразованию природы, роль внутреннего влагооборота значительно возрастает.

Конкретное представление о водном балансе земного шара дают ориентировочные подсчеты М. И. Львовича (табл. 1).

Таблица 1

Территория	Площадь млн. км²	Элементы водного баланса	Годовой объем тыс. км³	Годовой слой мм
Мировой океан	361	Осадки	411,6	1140
		Приток речных вод	36,3	100
		Испарение	447,9	1240
Область суши со стоком	117	Испарение	63,0	540
		Речной сток	36,3	310
		Осадки	99,3	850
Область суши без стока	32	Испарение	7,7	240
		Осадки	7,7	240
Весь земной шар	510	Испарение с поверхности океана	447,9	875
		Испарение с поверхности суши	70,7	140
		Осадки или испарение	518,6	1015

В атмосфере находится 12 300 км³ воды, что составляет $^1/_{41}$ годового количества осадков. Это дает основание предполагать, что водяной пар, находящийся в атмосфере, проделывает круговорот примерно каждые 9 дней (365 : 41); в действительности круговорот этот совершается чаще.

Общее количество влаги, связанной с нашей планетой, определяется лишь приблизительно. По последним подсчетам, общий

объем воды в океанах равен 1330 млн. $км^3$, общее количество воды на поверхности суши (в реках и озерах) — около 751 200 $км^3$. Объем льдов на суше в настоящее время определяется примерно в 20 млн. $км^3$ (К. К. Марков, 1951); в период максимального оледенения он был почти в три раза больше. Количество связанной воды в минералах и горных породах велико и не поддается точному учету. В. И. Вернадский считал, что общий объем воды в земной коре (до глубины 16 *км*) равен приблизительно 400 млн. $км^3$, причем на долю связанной воды, повидимому, приходится большая часть.

Таким образом, всего на нашей планете (на поверхности суши, в морях, океанах и в земной коре) в настоящее время имеется $\sim$ 1,8 млрд. $км^3$ воды, что составляет около 1% всей ее массы.

Если сравнить количество воды, находящейся в атмосфере (*А*), в наземной гидросфере (*Г*) и в литосфере (*Л*), получится примерно следующее соотношение:

$$А : Г : Л = 1 : 100\,000 : 10.$$

Следовательно, в годовом круговороте воды участвует только весьма незначительная часть (0,03—0,04%) общих запасов влаги на земном шаре.

Бассейны стока

Атмосферная влага, выпадающая на землю, частью испаряется, частью впитывается в землю, отдает некоторую долю корням растений и просачивается до уровня грунтовых вод, пополняя их запасы; остальное количество воды стекает по поверхности земли к более пониженным местам. Путь водотоков проходит по долинам и другим углублениям земной поверхности.

Линия, соединяющая наиболее пониженные точки долины, называется тальвегом. Продольный профиль долины, как правило, носит сравнительно плавный характер, уклон ее постепенно уменьшается от горных хребтов к океану (так называемые нормальные долины). В некоторых случаях дно долины представляет собой чередование плоских участков с резкими понижениями, образующими пороги и водопады (так называемые ступенчатые долины). С течением времени вырабатывается определенный профиль равновесия, соответствующий данным геологическим, геоморфологическим и климатическим условиям.

Речным руслом называется та часть долины, по которой происходит сток воды (рис. 2). Различают меженное русло, по которому сток наблюдается в течение всего года, и пойму, покрытую водой лишь в течение короткого периода половодья. Русло равнинной реки, как правило, бывает извилистым, или меандрическим. Иногда извилины реки сближаются настолько, что в период высокого уровня воды промежуток между ними прорывается, в результате чего образуются старицы.

На поверхности земли можно наметить отдельные водосборные площади, или водосборы, ограниченные водораздельными линиями, или водоразделами. Очень часто границы площади стока подземных вод и водораздельные линии не совпа-

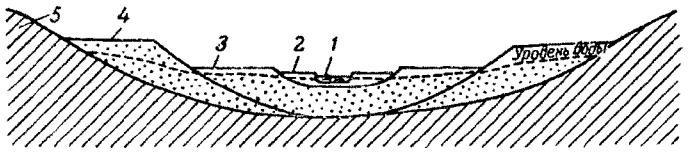


Рис. 2. Строение речной долины

1 — меженное русло; *2* — пойма; *3* — первая речная терраса; *4* — вторая речная терраса; *5* — коренное ложе

дают (рис. 3), а так как в реки (а следовательно, и в море) впадают не только поверхностные воды, но и подземные, то правильнее рассматривать бассейны, включающие площади стока как

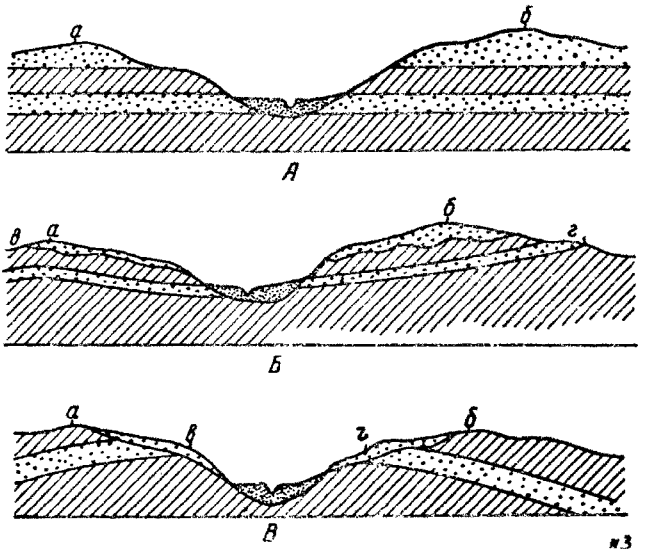


Рис. 3. Соотношение площадей поверхностного и подземного стока

А — площади поверхностного и подземного стока совпадают; *Б* — площадь подземного стока больше, чем поверхностного; *В* — подземный сток направлен в сторону, противоположную поверхностному. *аб* — площадь поверхностного стока; *вг* — площадь подземного стока

поверхностных, так и подземных вод. Размеры бассейнов могут быть самые разнообразные. Наибольший бассейн площадью 7 млн. $км^2$ имеет р. Амазонка.

Точный учет водного баланса можно вести только на основе детального геоморфологического, гидрологического и гидрогеологического изучения бассейнов. Учение о реках и вообще о водных

потоках — потамология — является одним из основных разделов гидрологии; предварительное рассмотрение некоторых вопросов потамологии необходимо для уяснения материала дальнейших глав.

Речные бассейны характеризуются различными признаками, из которых главными являются: величина и форма бассейна, особенности рельефа, геологического строения, рисунок речной сети, длина составляющих бассейн рек, густота речной сети, извилистость, наличие в бассейне озер, болот и т. п.

Водоразделы бассейнов могут быть хорошо выраженными (гребни, горные хребты) или, как это часто бывает в равнинных местностях, едва заметными, обнаруживаемыми лишь точным нивелированием. В последнем случае водораздельные линии нельзя считать постоянными и строго определенными. В результате размыва они могут медленно перемещаться; иногда заметное перемещение происходит и в течение короткого промежутка времени.

Случается, что из одного болота или озера с противоположных концов вытекают ручьи и речки, принадлежащие разным водным системам. Например, из Пинских болот вытекают с одной стороны притоки Днепра, а с другой — притоки Вислы. Из Иван-озера (Московская область) вытекают Дон и Цна, приток Оки. Иногда происходит разделение реки на две, принадлежащие разным системам (так называемая б и ф у р к а ц и я реки), или даже полный перехват реки. Хорошо известным примером бифуркации является Ориноко. Перехват произошел когда-то на Пинеге (правом притоке Северной Двины), впадавшей в Белое море там, где сейчас протекает р. Кулой.

Все притоки реки, в том числе и небольшие, имеют свои бассейны, совокупность которых и составляет бассейн главной реки, или речную систему. В качестве примера на рис. 4 показан бассейн Волги, длина которой составляет около 3690 *км*, а площадь бассейна 1 459 000 *км*^{2}, причем общая длина рек, озер и каналов достигает почти 80 000 *км*.

Реки, впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка, в них впадают притоки второго порядка и т. д. Верховье реки называется иначе и с т о к о м, а место впадения ее в море или в другую реку — у с т ь е м. Иногда реки не доходят до моря вследствие потери воды на испарение и просачивание в почву; в этом случае река не имеет устья и ее нижний конец называется с л е п ы м. Такие реки встречаются в засушливых районах и в районах, сложенных известняками. В пустынных областях некоторые реки в более влажное время года имеют устье, а в более засушливое — слепой конец.

Кроме истока и устья, в течении каждой реки можно выделить верхнюю, среднюю и нижнюю части. Это деление производится на основе орографических особенностей, а также исторических и экономических данных. Например, верхней частью Днепра считается отрезок его от истоков до Киева, средней — от Киева до Днепропетровска и нижней — от Днепропетровска до впадения в море.

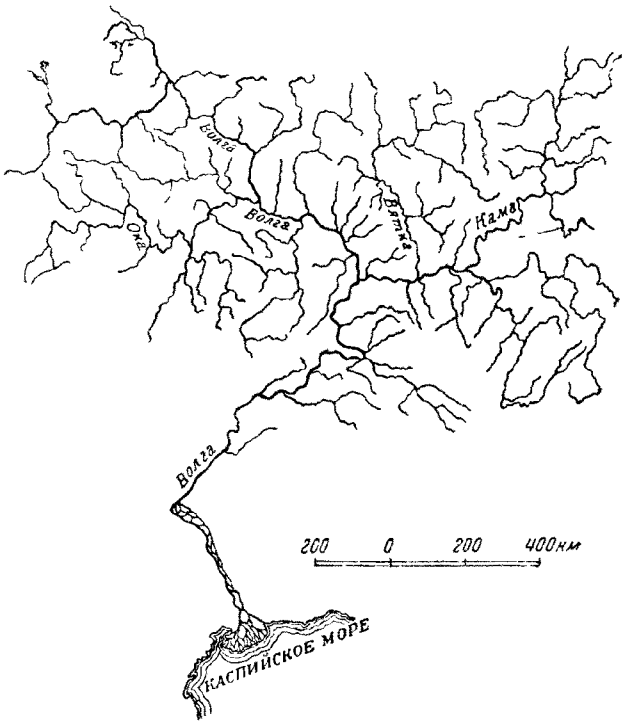


Рис. 4. Бассейн р. Волги

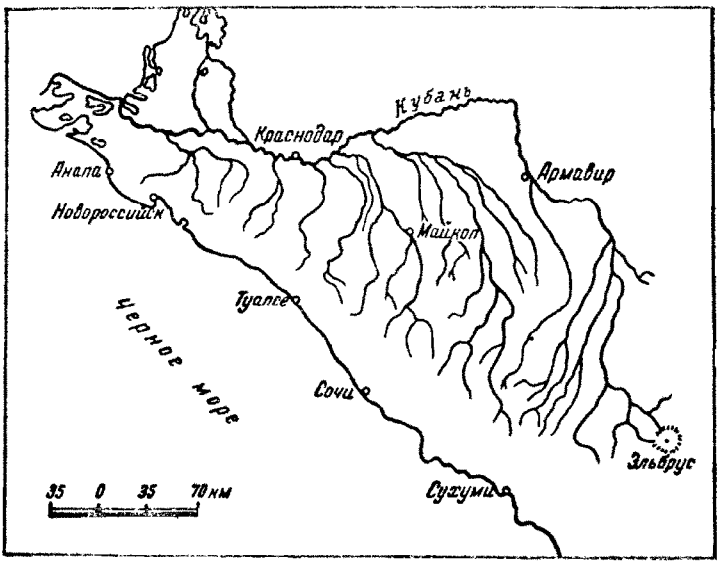


Рис. 5. Бассейн р. Кубани

Формы бассейнов бывают самые различные в зависимости от рельефа и геологического строения местности. Если с обеих сторон главной реки притоки располагаются симметрично, то и бассейн называют симметричным. Если же с одной стороны число притоков больше, чем с другой, и они имеют бо́льшую длину, то бассейн называется асимметричным, или односторонним. Примером такого бассейна может служить бассейн р. Кубани (рис. 5).

Водный баланс отдельных бассейнов

При рассмотрении водного баланса отдельного замкнутого бассейна за какой-либо один год следует прежде всего оценить приходную и расходную части этого баланса.

Приход A складывается из атмосферных осадков X, выпадающих на площадь бассейна, конденсации водяных паров K и подземного притока p, связанного с несовпадением поверхностного и подземного водоразделов:

$$A = X + K + p.$$

Поверхностный сток Y, испарение Z и подземный сток f из бассейна составляют расход B:

$$B = Y + Z + f.$$

В засушливые годы общий объем подземной и наземной влаги меньше, чем во влажные годы; поэтому в засушливые годы расход B превышает приход A на величину Δw, а во влажные годы происходит обратное явление.

Таким образом, уравнение годового водного баланса для замкнутого бассейна принимает вид:

$$X + K + p = Y + Z + f \pm \Delta w,$$

или

$$A = B \pm \Delta w,$$

откуда

$$A - B = \pm \Delta w,$$

где $+\Delta w$ — накопление и Δw — расходование влаги за один год.

Так как влажные и засушливые годы чередуются, то при изучении водного баланса за ряд лет n величину Δw можно не учитывать, считая, что в пределе

$$\sum \frac{\Delta w}{n} \to 0.$$

Если учесть, что величины K, p и f невелики по сравнению с X, Y и Z, то для многолетнего периода можно написать:

$$X_0 \approx Y_0 + Z_0,$$

где $X_0 = \frac{\Sigma X}{n}$ — средняя многолетняя величина осадков за n лет, или норма осадков;

$Y_0 = \frac{\Sigma Y}{n}$ — средняя многолетняя величина стока за n лет, или норма стока;

$Z_0 = \frac{\Sigma Z}{n}$ — средняя многолетняя величина испарения за n лет, или норма испарения.

Приведем пример подсчета водного баланса для бессточного водоема Каспийского моря (по Б. Д. Зайкову).

Уравнение водного баланса для такого водоема имеет вид:

$$X + Y = Z.$$

Отнесем все элементы водного баланса к площади водоема и выразим их в объемных единицах. Получим:

$$XF_0 + \Sigma Q_{пр} = ZF_0.$$

Среднее многолетнее количество осадков X, выпадающих за год на поверхность Каспийского моря, равно 177 *мм*. Средний многолетний приток речных вод за год составляет 339,5 *км*^{3}, а подземный приток грунтовых вод принимается равным 5,5 *км*^{3} в год. Таким образом, приток поверхностных и подземных вод за год составляет:

$$\Sigma Q_{пр} = 345{,}0 \text{ км}^3$$

или

$$Y = \frac{\Sigma Q_{пр}}{F_0} = \frac{345{,}0}{403\,000} = 856 \text{ мм},$$

где $F_0 = 403\,000$ *км*^{2} — средняя площадь поверхности моря.

Средний годовой водный баланс Каспия за многолетний период может быть представлен в следующем виде.

Приход			Расход		
Элемент баланса	*мм*	*км*^{3}	Элемент баланса	*мм*	*км*^{3}
Осадки	177	71,3			
Приток поверхностных и подземных вод	856	345,0	Испарение	1033	416,3
Итого	1033	416,3		1033	416,3

Следует отметить, что А. И. Воейков еще в 1884 г. на основании сравнительно скудных данных установил, что испарение с поверхности Каспия за год составляет более 1 *м*.

Вышеприведенные подсчеты относятся к Каспию целиком, включая Кара-Богаз-Гол (без этого последнего испарение с поверхности Каспия составляет в среднем 978 *мм*). В результате изучения водного баланса за 67-летний период Б. Д. Зайков установил, что ежегодное изменение уровня Каспия в среднем составляет 34 *мм*, а общее снижение уровня за 67 лет (1878—1945) равно $0{,}034 \times 67 = 2{,}27$ *м*.

Периодичность гидрометеорологических и гидрогеологических процессов

При изучении поверхностных и подземных вод приходится иметь дело с явлениями, которые протекают во времени, т. е. в хронологической последовательности.

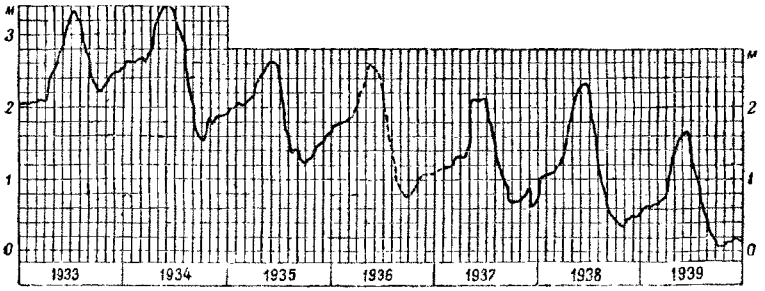


Рис. 6. Годовые колебания уровня грунтовых вод в Каменной степи Воронежской области (по Г. Ф. Басову)

Анализ изменений, происходящих в жизни подземных вод, составляет особый раздел гидрогеологии — учение о режиме подземных вод.

Можно выделить следующие категории колебаний в гидрометеорологических и гидрогеологических явлениях:

1. Эпизодические, связанные с кратковременными явлениями, происходящими при резком изменении атмосферного давления или температуры воздуха, как, например, выпадение интенсивных осадков, бурное снеготаяние и т. п. Эти колебания часто имеют значительную амплитуду.

2. Суточные, связанные с изменениями температуры в течение суток. Амплитуда колебаний незначительная.

3. Сезонные, наиболее правильные, вызываемые изменениями температуры, количества осадков, величины испарения в течение года. Колебания достигают значительной амплитуды.

4. Годовые (рис. 6), обусловленные количественными различиями в метеорологическом режиме в различные годы (наблюдаются годы влажные и годы засушливые). Амплитуда годовых колебаний обычно меньше, чем сезонных.

5. Многолетние, которые могут быть установлены только путем наблюдений в течение ряда лет. Эти колебания отличаются длинной волной при сравнительно небольшой амплитуде.

6. Геологические, или вековые (рис. 7), связанные с изменениями физико-географических условий, происходящими в течение очень длительного геологического времени, с изменениями базиса эрозии, соотношения поверхностного и подземного стоков, а также с тектоническими процессами.

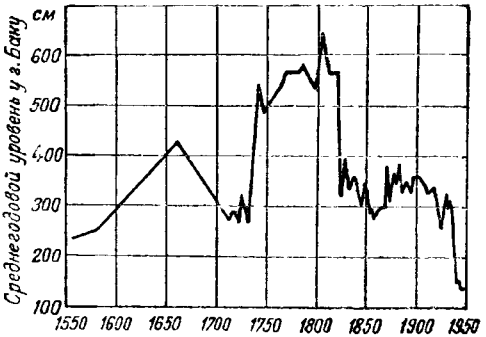


Рис. 7. Вековой ход уровня Каспийского моря с 1556 по 1946 г. (по Б. Д. Зайкову)

Баланс вод в пределах бассейна обыкновенно подсчитывается за гидрологический год. Последний считается с осени и до осени следующего года, так как осадки начинают выпадать осенью, в течение зимы они остаются без движения в виде снежного покрова и только весной поступают в оборот.

Гидрологический год не для всех бассейнов укладывается в один и тот же календарный отрезок времени. Например, в Европейской части СССР его исчисляют обычно с 1 октября до 1 октября, в Средней Европе начало гидрологического года, т. е. начало нового цикла накопления влаги, наблюдается в горных областях около 1 февраля, а в равнинных — около 1 ноября.

Глава 3

ТЕПЛОВЫЕ УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Радиационный баланс земного шара

Единственным источником тепла, имеющим значение для атмосферы, является солнце, непрерывно посылающее к Земле огромное количество энергии. Поверхность земного шара получает от солнца $13{,}4 \cdot 10^{20}$ *ккал* в год, из которых $3{,}0 \cdot 10^{20}$ *ккал*, т. е. примерно 22% расходуется на испарение 519 000 *км*^{3} воды, участвующей в годовом круговороте. Все другие источники тепла по сравнению с солнцем играют незначительную роль.

На верхней границе атмосферы на площадку величиной 1 *см*^{2}, перпендикулярную к солнечным лучам, поступает 1,94 *кал* радиации в минуту. Эта солнечная постоянная представляет собой энергию, получаемую от солнца, без учета потерь на поглощение в земной атмосфере.

Весь земной шар получает $1{,}94\,\pi R^2$ *кал/мин* или $1{,}94 \cdot 1440\pi R^2$ *кал/сутки*, где R — радиус земли; так как поверхность шара равна $4\,\pi R^2$, то 1 *см*^{2} его поверхности на границе с атмосферой получает за сутки в среднем 1/4 (1,94 · 1440) *кал*, т. е. около 700 *кал*. Из этого количества только 43% (около 300 *кал*), достигая земной поверхности, поглощается ею; 15% поглощается атмосферой (преимущественно облаками), а остальные 42% возвращаются в мировое пространство в виде отраженной радиации.

Зная теплопроводность земной коры, можно подсчитать количество тепла, теряемое земной поверхностью. Оказывается, что

Таблица 2

Место наблюдений	Среднесуточные количества тепла в *кал/см*^{2}													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее	%
Шпицберген	0	0	15	53	143	127	114	55	40	0	0	0	46	22
Москва	8	33	98	195	304	322	302	227	135	54	10	4	141	49
Потсдам	20	44	102	196	276	319	269	223	165	81	25	15	145	46
Давос (Швейцария) .	64	132	167	274	291	302	340	337	205	154	80	52	196	55

через 1 $см^2$ горизонтального сечения Земли проходит в год в среднем от 41,4 до 54 *кал*; по сравнению с притоком тепла от солнца это ничтожная величина, поэтому температура внешней оболочки Земли определяется в основном солнечным нагревом (теплота недр Земли повышает температуру земной поверхности всего на 0,1°).

Для характеристики приведем среднесуточные количества тепла, которые получает от солнца 1 $см^2$ поверхности земли в реальных атмосферных условиях (табл. 2).

В последней графе табл. 2 приведено процентное отношение действительных количеств тепла к тем, которые получались бы в том же пункте при постоянно безоблачном небе.

Факторы, влияющие на теплоту земной поверхности

Весьма важным процессом, который происходит в поверхностной зоне земной коры, является переход воды из одного физического состояния в другое (парообразное, жидкое, твердое). Этот переход связан с затратой или выделением тепла. Для обращения 1 *г* воды при температуре кипения в пар требуется 537 *кал* тепла (скрытая теплота парообразования), и столько же тепла выделяется при конденсации пара. При переходе 1 *г* воды в лед освобождается 80 *кал* тепла, и, наоборот, при таянии 1 *г* льда затрачивается 80 *кал*.

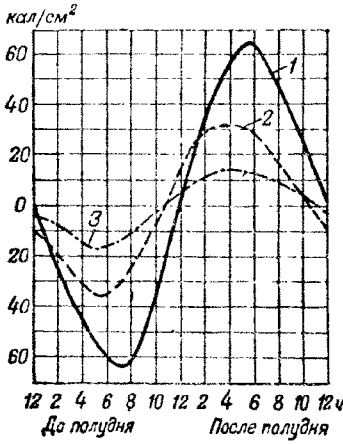


Рис. 8. Суточный теплооборот в различных породах
1 — в граните; *2* — в песке; *3* — в торфе

Таким образом, присутствие влаги вносит большие изменения в распределение тепла, так как часть тепла тратится на нагревание воды. Соответственно температурный режим земной поверхности в значительной мере зависит от минералогического и гранулометрического состава горных пород и почв и в особенности от их влажности; например, гранит отдает столько тепла, сколько поглощает, песчаная почва некоторую часть тепла тратит на испарение, а болотная торфянистая почва затрачивает на испарение подавляющую часть тепла. Различные породы при одной и той же температуре поглощают (и выделяют) различные количества тепла. Следовательно, различным породам свойственен различный суточный теплооборот. На рис. 8 нулевая линия соответствует среднесуточным количествам тепла для данного пункта, а по ординате отложены отклонения от среднесуточных величин в граните, песке и торфе.

На величину получаемого тепла влияют также географическое положение, абсолютная и относительная высота места, ориентировка склонов по отношению к странам света, угол наклона местности, распределение суши и водных пространств, снеговой и растительный покров и т. д. Радиация, получаемая единицей поверхности, пропорциональна косинусу угла, образованного перпендикуляром к поверхности и направлением потока лучистой энергии. Следовательно, чем больше этот угол, тем меньшее количество лучистой энергии приходится на единицу площади.

Наблюдения показали, что почва небольшого глинистого холма на одной и той же глубине (3,75 и 7,50 *см*) имеет на южном склоне температуру, на 5,4—8,4° большую, чем на северном. В горных районах средняя температура воздуха на склонах разной экспозиции обычно отличается на несколько градусов.

Близость больших масс воды обусловливает равномерность температуры. Это объясняется не только высокой теплоемкостью воды, но и присутствием водяных паров. Примером могут служить изменения температуры под широтой 62° в Якутске и Торсхавне (Фарерские острова): в Якутске, который характеризуется континентальным внутриматериковым климатом, амплитуда колебаний температуры достигает 60°, а на Торсхавне, отличающемся морским климатом, не превышает 8°.

Как известно, температура воздуха с высотой падает. Величина аэротермического градиента, т. е. понижение температуры (в °С) на 100 *м*, для различных мест различна и колеблется в течение года. Средний аэротермический градиент равен 0,6°, а средняя аэротермическая ступень (количество метров, соответствующее уменьшению температуры на 1°) — 165 *м/град*. Для Альп, Тянь-Шаня и Кавказа средние значения

Таблица 3

Время наблюдений	Температура обнаженной почвы в °С на глубине		Температура почвы под травяным покровом в °С на глубине	
	10 *см*	30 *см*	10 *см*	30 *см*
В июле 1926 г.				
9 час.	16,3	15,0	15,8	15,0
15 „	23,6	16,2	19,4	15,7
21 „	21,3	17,8	18,4	16,7
В феврале 1927 г.				
9 час.	0,1	1,7	1,1	2,0
15 „	0,5	1,7	1,1	2,0
21 „	0,6	1,5	1,1	2,0

аэротермического градиента близки между собой и составляют около 0,5°.

При наличии растительного покрова колебания температуры почвы уменьшаются. Это можно видеть из табл. 3.

Что касается снегового покрова, то благодаря малой теплопроводности он является прекрасным изолятором, защищающим почву от промерзания.

Наблюдения, произведенные в Лесном (окрестности Ленинграда), показали, что в то время, как температура у поверхности снегового покрова равнялась —39,3°, температура поверхности почвы под снегом составляла всего —3,0°. Температура самой почвы на глубине 20 *см* при наличии снегового покрова была выше температуры обнаженной почвы (на той же глубине) на 22°.

Тепловые свойства почв и горных пород

Тепловые свойства пород зависят от удельной теплоемкости их отдельных компонентов, цвета и влагоемкости. Удельная теплоемкость частиц породы изменяется в довольно широких пределах (табл. 4).

Таблица 4

Образцы	Объемный вес δ	Удельная теплоемкость c	Теплоемкость единицы объема $c\delta$
Песок	1,52	0,191	0,290
Глина	1,04	0,224	0,233
Гумус	0,37	0,443	0,164

При оценке тепловых свойств пород следует учитывать их цвет; темноокрашенные породы поглощают больше лучистой энергии, чем светлые, и вследствие этого имеют в равных условиях более высокую температуру. Это можно наблюдать, покрывая почву различно окрашенными материалами. Например, на глубине 10 *см* в почве, покрытой белым материалом, была отмечена максимальная температура +23,6°, а в почве, покрытой черным материалом, +29,4°.

Теплопроводность пород выражается количеством тепла в малых калориях, которое проходит в 1 сек. через 1 $см^3$ данной породы при разнице в температурах его противоположных плоскостей в 1° С. Это количество калорий называют абсолютным коэффициентом теплопроводности λ, который определяется из выражения:

$$\lambda = \frac{Ql}{nS(t_1 - t_2)},$$

где Q — количество прошедшего тепла в *кал*;
l — толщина слоя породы в *см*;
n — время прохождения теплового потока в *сек.*;
S — площадь поверхности, через которую проходит тепловой поток, в $см^2$;
$(t_1 - t_2)$ — падение температуры.

Напомним, что теплопроводность воздуха равна 0,00005, снега 0,0003—0,0005, льда 0,0051—0,0053, воды 0,0014.

Ниже приводятся значения теплопроводности некоторых горных пород:

	$\lambda \cdot 10^3$		$\lambda \cdot 10^3$
Тонкий песок	0,3	Гранит	4,0
Кварцевый песок	0,6	Известняк	5,2
Уголь	0,8	Гнейс	5,4
Вода	1,4	Песчаник	6,0
Песчаная глина	2,2	Кварц	6,2
Глина	2,5	Магнетит	30,0
Андезит	3,1		

Из приведенных данных видно, что теплопроводность большинства горных пород больше теплопроводности воды. Теплопроводность пород обусловливается главным образом природой связей и размерами контактов между частицами и в значительной степени зависит от влажности (влажность обычно повышает теплопроводность). Рыхлые отложения, в которых заключен воздух, являются плохими проводниками тепла. Теплопроводность пород в направлении, параллельном их сланцеватости, обычно больше, чем в направлении, перпендикулярном ей.

При изучении тепловых свойств пород обычно определяют величину температуропроводности k, которая представляет собой отношение абсолютного коэффициента теплопроводности λ к произведению теплоемкости c на объемный вес δ:

$$k = \frac{\lambda}{c\delta}.$$

Новые данные о теплопроводности и температуропроводности горных пород приведены в работе В. Н. Дахнова и Д. И. Дьяконова (1952 г.).

Температурные волны во внешней оболочке земной коры

Тепловой режим поверхности земли в зависимости от суточного и годового изменения высоты солнца характеризуется суточными и годовыми периодическими колебаниями. Кроме того, имеют место вековые колебания температур, проникающие на глубину до нескольких сот метров.

Температура поверхностного слоя почвы подвергается в течение суток периодическим колебаниям с одним максимумом и одним минимумом (рис. 9).

Суточная температурная волна движется сравнительно медленно, а ее амплитуда быстро уменьшается с глубиной. На глубине около 1 *м* (максимум, 2 *м*) амплитуда колебаний равна нулю, т. е. в этой зоне колебания температуры в течение суток незаметны (пояс постоянных суточных температур).

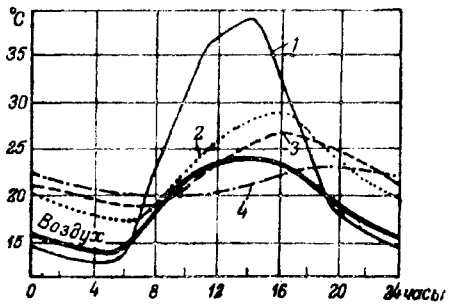


Рис. 9. Суточные колебания температуры почв (Воронеж, август 1934 г.)

1 — на поверхности земли; *2* — на глубине 5 *см*; *3* — на глубине 10 *см*; *4* — на глубине 20 *см*

Годовые колебания температур наблюдаются на большей глубине, причем на некоторой глубине амплитуда этих колебаний, постепенно убывающая, становится столь малой, что установить ее не представляется возможным. Максимальная глубина пояса постоянных годовых температур 30—40 *м*. Она сильно колеблется в зависимости от амплитуды колебаний температуры на поверхности земли и от тепловых свойств горных пород. В тропиках и субтропиках с морским климатом, где амплитуда годовых колебаний температуры незначительна, уже на небольшой глубине эти колебания затухают. Так, например, на Черноморском побережье Кавказа, у Сочи, глубина пояса постоянных годовых температур равна 10 *м*.

Обычно пояс постоянных годовых температур имеет температуру несколько выше средней годовой температуры воздуха на поверхности.

Передача в глубину как суточных, так и годовых колебаний температуры происходит по определенным законам, а именно:

1) период T колебаний температуры с глубиной не изменяется;

2) при увеличении глубины в арифметической прогрессии амплитуды колебаний уменьшаются в геометрической прогрессии;

3) время наступления максимумов и минимумов с глубиной все более и более запаздывает;

4) при температурных колебаниях разного периода глубины, на которых амплитуды уменьшаются в одинаковое число раз, относятся, как квадратные корни из периодов колебаний:

$$\frac{x_1}{x_2} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T_2}},$$

где T_1 и T_2 — периоды колебаний;

x_1 и x_2 — глубины одинакового затухания амплитуд.

Для годовых и суточных колебаний имеем:

$$\frac{x_1}{x_2} = \frac{\sqrt{365}}{\sqrt{1}}, \text{ или } x_1 \approx 19x_2.$$

Следует отметить, что в действительности процесс передачи теплоты в земной коре значительно сложнее, особенно в районах, где наблюдается систематический переход воды из жидкого состояния в твердое и парообразное и обратно.

Как известно, суша довольно быстро нагревается и так же быстро охлаждается. Вода океанов и морей нагревается и отдает тепло довольно медленно. Это различие происходит прежде всего оттого, что вода имеет бóльшую теплоемкость по сравнению с сушей и отличается прозрачностью и подвижностью частиц. Большое значение имеют зеркальная поверхность воды, обусловливающая отражение лучей, а также волнение, перемешивающее массы воды.

Амплитуды суточных колебаний температуры в открытых частях океана весьма небольшие — приблизительно 0,5°, а в морях, более или менее закрытых, — несколько больше: 2—4°. Амплитуды годовых колебаний температуры в последних достигают 14—24°.

Средние температуры воды в океанах, вычисленные по картам изотерм, оказались следующими:

Атлантический океан	16,9°
Индийский „	17,0°
Тихий „	19,1°

Среднегодовая температура мирового океана (17,4°) в среднем на 3° выше среднегодовой температуры нижних слоев атмосферы (14,4°).

Температура воды в океане по мере углубления падает, причем до глубины 750 *м* падение идет быстро, а глубже — довольно медленно ($\sim 1°$ на 1000 *м*). Таким образом, бóльшая часть массы вод океана имеет температуру равномерную и низкую. Температура воды в придонных частях океанов очень низка; обычно она не превышает 1—2°, местами доходит до нуля, а в полярных бассейнах опускается еще ниже. По мнению В. И. Вернадского, вода в океанах имела низкую температуру во все геологические периоды.

На основе температурных исследований рек различных областей выделяют типы рек по температурным условиям. Например, родниковые реки отличаются тем, что температура воды в них вначале определяется температурой подземных вод, а затем, по мере удаления от истоков, на нее все больше влияет солнечное нагревание.

Температура воды озерных рек, особенно в верховьях, зависит от температуры озера, из которого река берет начало.

Большие реки Сибири способствуют переносу тепла с юга на север, несколько смягчая климатические условия севера. Что касается рек Средней Азии (Аму-Дарья, Сыр-Дарья), то летом они обычно имеют температуру более низкую, чем температура воздуха. Это является результатом, во-первых, питания рек ледниками и, во-вторых, сильного нагрева лишенной растительности поверхности песчаной пустыни, который в свою очередь вызывает повышение температуры воздуха.

Температура подземных вод

Температура подземных вод зависит от климатических и геотермических условий района, в пределах которого формируется подземная вода. Геотермические условия в свою очередь определяются геологической структурой, историей развития и гидрогеологическими особенностями района. Разница в температурах подземных вод района объясняется размерами и глубиной каналов, по которым движется подземная вода, степенью нарушенности и водоносностью горных пород, а в некоторых случаях также близким расположением неостывших магматических очагов. Знание температурных условий района значительно облегчает изучение его гидрогеологических условий.

Величину углубления в метрах, при которой температура повышается на 1°, принято называть геотермической ступенью. Геотермическим градиентом называется повышение температуры в градусах, соответствующее углублению на 1 *м* (иногда принимают на 100 *м*).

Зная геотермическую ступень g, среднюю температуру воздуха данной местности $t_в$ и глубину слоя постоянных годовых температур h, можно приблизительно вычислить температуру $T_н$ на любой глубине или глубину H, соответствующую той или иной температуре:

$$T_н = t_в + \frac{H-h}{g};$$

$$H = g(T_н - t_в) + h.$$

Например, при средней температуре воздуха $t_в = 5°$, геотермической ступени $g = 33$ *м* и глубине слоя постоянных температур $h = 20$ *м* мы можем ожидать на глубине $H = 680$ *м*

$$T_{680} = 5 + \frac{680-20}{33} = 25°,$$

и, наоборот,

$$H_{25°} = 33(25-5) + 20 = 680 \text{ м}.$$

Определение глубины пояса постоянных годовых температур лучше всего производить путем непосредственных систематиче-

ских наблюдений на различных глубинах (например, в скважинах глубиной 2, 4, 6, 8, 12, 15, 20, 25 *м*). Ориентировочный подсчет можно сделать при наблюдениях на небольшой глубине, пользуясь законом уменьшения амплитуды колебаний температуры с глубиной.

Амплитуда годовых колебаний a_z на глубине z определяется по формуле:

$$a_z = a_0 e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{kT}}},$$

где a_0 — амплитуда колебаний температуры на поверхности;
k — температуропроводность пород;
T — период колебаний температуры.

Принимая среду постоянной ($k = \text{const}$), можно привести это выражение путем логарифмирования к уравнению прямой линии, из которого следует, что логарифмы амплитуд, соответствующих различным глубинам, должны располагаться на одной прямой.

Так как предел точности наблюдений температуры равен 0,1°, задача сводится к тому, чтобы определить глубину пояса минимальных годовых амплитуд (0,1°).

На рис. 10 показан пример графического определения глубины пояса постоянных температур. Для построения подобного графика необходимо знать амплитуды колебаний температуры по крайней мере в трех точках. Проведенная через эти точки прямая в месте пересечения с осью абсцисс (соответствующей логарифму 0,1) определяет глубину залегания пояса постоянных температур. В данном случае она оказалась равной 23 *м*.

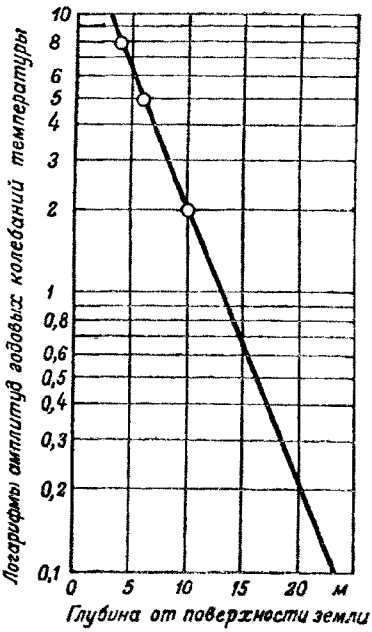


Рис. 10. Графический способ определения глубины пояса постоянных температур (по А. Н. Огильви)

При определении глубины залегания пояса постоянных температур не следует принимать в расчет амплитуды колебаний температуры поверхности почвы, так как тепловые свойства поверхностного слоя отличаются от тепловых свойств нижележащих пород.

В большинстве случаев за среднюю нормальную геотермическую ступень принимают 33 *м/град*. Однако эта величина не отражает действительного состояния теплового потока в различных

районах. Величина геотермической ступени колеблется в широких пределах (от 1 до 200 *м/град*) и зависит от возраста и типа геотектонического элемента, от тепловых свойств пород, палеотермических условий и в значительной степени от гидрогеологических особенностей данного района.

В области обнаженных докембрийских кристаллических массивов геотермическая ступень равна примерно 100—200 *м/град*; на платформенных участках, сложенных преимущественно палеозойскими осадочными толщами, — от 30 до 40, а иногда и до 100 *м/град;* в альпийской зоне, в районах нефтяных месторождений, на участках, затронутых молодыми движениями, — менее 30 *м/град*. При этом особенно низкие значения геотермической ступени отмечаются в областях третичного и современного вулканизма, где они уменьшаются до 1 *м/град* и даже ниже. Гидрогеологический анализ показывает, что уменьшение геотермической ступени связано исключительно с прогреванием плохо проводящих тепло горных пород восходящими водами и захватывает только прилегающие к водным каналам участки.

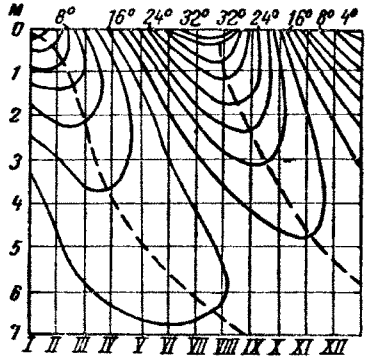


Рис. 11. Термоизоплеты

Систематизация данных по температурам подземных вод должна производиться с учетом географического положения района, высоты над уровнем моря, а также термического режима земной коры, обусловленного геологической историей.

Температура подземных вод колеблется в широких пределах в зависимости от условий питания, глубины формирования и места выхода воды на земную поверхность. Наиболее низкие температуры наблюдаются в областях, где среднегодовая температура воздуха ниже 0° С (в области многолетней, или «вечной», мерзлоты и на высоких горах). Самой высокой температурой обладают воды, поднимающиеся со значительных глубин или приуроченные к областям молодой вулканической деятельности (например, на Камчатке). Иногда встречаются воды переохлажденные (соленые) или перегретые (воды гейзеров).

В средних широтах неглубокие подземные воды, обычно используемые для питья и технических целей, имеют температуру от 5 до 20°, т. е. являются холодными. Теплыми водами считаются воды с температурой выше 20°, горячими — выше 50°.

Источники, средняя температура воды которых выше максимальной среднегодовой температуры воздуха на поверхности земного шара (34°), называются а б с о л ю т н ы м и т е р м а м и;

источники, вода которых имеет среднюю температуру выше средней температуры воздуха данного района, называются относительными термами.

Для обнаружения термальных вод, даже если выход воды прикрыт четвертичными отложениями с заключенными в них поверхностными, обычно более холодными водами, с успехом может быть применен термометрический метод разведки. В случае резкого различия температур восходящих и поверхностных вод достаточно произвести замеры температур в скважинах на определенных глубинах и построить изотермы, которые оконтурят участки подъема подземных вод. Если разница в температурах незначительная и замечается сильное влияние солнечного прогревания, приходится изучать термический режим почвы вне участка влияния восходящих вод в течение года, строить график термоизоплет (см. рис. 11) и затем уже сравнивать измеренные температуры в скважинах с данными этого графика.

На рис. 11 приведен график термоизоплет, показывающий распределение температур почвы по глубине за год. По оси ординат отложены глубины замеров, по оси абсцисс — месяцы. Кривые соединяют точки одинаковой температуры в разное время.

График термоизоплет хорошо отражает зимнее охлаждение и летнее прогревание почвы, а также запаздывание в колебаниях температур по мере углубления.

Кроме того, для участков скрытого выхода восходящих подземных вод строится карта термоизоклин, т. е. карта линий одинаковых температурных отклонений (от нормальной температуры пород).

Глава 4

ВОДА В АТМОСФЕРЕ

Строение атмосферы

Изучение условий питания и режима подземных вод требует прежде всего ясных представлений о метеорологических и климатических особенностях района. Гидрогеологи должны быть хорошо знакомы с метеорологией — наукой, изучающей физические процессы, происходящие в атмосфере, и климатологией — наукой об образовании и закономерностях распространения климатов.

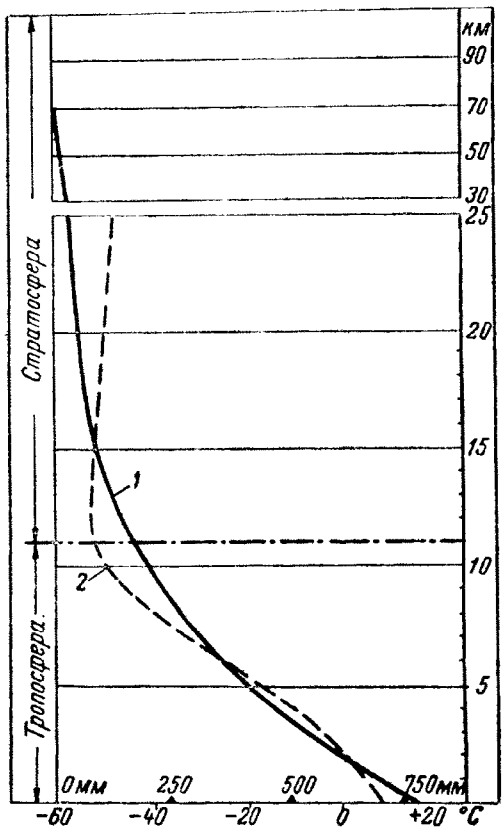


Рис. 12. Строение атмосферы
1 — кривая изменений давления; *2* — кривая изменений температуры

Ф. П. Саваренский (1935) отмечал: «Подземные воды, как и поверхностные, подчиняются общим гидрометеорологическим влияниям. Поэтому 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».

Атмосфера облекает нашу планету тонким слоем, не имеющим резко выраженной верхней границы. Плотность воздуха с высотой уменьшается настолько быстро, что почти три четверти всей

его массы лежат ниже 10 *км* и половина — ниже 5 *км*. Как известно, на уровне моря атмосферное давление равно давлению столба ртути высотой 760 *мм*; на высоте 10 *км* оно равно давлению ртутного столба высотой всего 198 *мм*. Важнейшие метеорологические процессы — образование облаков и осадков — происходят в пределах 10-километровой оболочки.

Атмосферу обычно делят на две части: нижнюю — тропосферу и верхнюю — стратосферу. Первая в умеренных широтах простирается в среднем до высоты 10—11 *км*, а у экватора — до 17 *км*; температура в тропосфере с высотой падает. Выше располагается стратосфера; температура в ней с высотой остается почти постоянной или даже несколько повышается (рис. 12). Неизменность температуры сохраняется примерно до высоты 30—40 *км*. По наблюдениям за возгоранием метеоритов и отражением звука от верхних слоев атмосферы заключают, что на высотах более 50 *км* атмосфера имеет весьма высокую температуру (выше 25—75°).

Верхняя граница стратосферы располагается примерно на высоте 80—85 *км*; далее следует ионосфера. Ионизация создается под действием ультрафиолетовых лучей солнца и так называемого космического излучения. В ионосфере часто наблюдаются полярные сияния.

Влажность воздуха

Атмосферный воздух у поверхности земли представляет собой смесь газов, состоящую преимущественно из азота и кислорода. В небольшом количестве в нем присутствуют водород и инертные газы: аргон, гелий, криптон, неон и ксенон. Кроме того, в атмосферном воздухе содержатся в переменных количествах водяной пар, углекислый газ и озон, а также следы аммиака, иода, перекиси водорода и др. (табл. 5).

Таблица 5

Составные части воздуха	% содержания в воздухе (по объему)	Плотность по отношению к воздуху
Азот	78,08	0,97
Кислород	20,95	1,11
Аргон	0,93	1,38
Углекислый газ	(0,03)	1,53
Водород	0,001	0,07
Неон	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	0,67
Гелий	$5 \cdot 10^{-4}$	0,14
Криптон	$1{,}1 \cdot 10^{-4}$	2,82
Ксенон	$0{,}9 \cdot 10^{-5}$	4,42
Озон	$2 \cdot 10^{-6}$	1,62
Аммиак	$2{,}6 \cdot 10^{-7}$	0,59
Перекись водорода	$4 \cdot 10^{-8}$	1,18
Иод	$3{,}5 \cdot 10^{-9}$	8,78
Эманация радия (радон)	$7 \cdot 10^{-18}$	7,67

Содержание углекислого газа, обусловленное дыханием, горением и выделением из почвы, сильно колеблется. Еще более колеблется содержание в воздухе водяного пара, которое определяет влажность воздуха. Среднее содержание водяного пара в воздухе у 70° с. ш. — 0,2%, у 50° с. ш. — 0,9%, у экватора — 2,6%. В столбе воздуха сечением 1 $м^2$ и высотой 8 *км* общий запас влаги составляет примерно 16,5 *кг* и распределяется таким образом, что около 70% всей влаги заключается в промежутке от 0 до 3,5 *км*. Следовательно, с высотой количество водяных паров уменьшается.

Вес водяного пара, отнесенный к единице веса влажного воздуха, называют удельной влажностью. Вес 1 $м^3$ сухого воздуха на уровне моря при температуре 0° и давлении 760 *мм* составляет 1,293 *кг* или округленно 1,3 *кг*. Так как плотность водяного пара (0,623) меньше плотности сухого воздуха, влажный воздух в том же объеме весит несколько меньше.

В атмосферном воздухе содержатся также жидкие и твердые частицы — продукты конденсации водяного пара (капли и ледяные кристаллы), пыль органического и неорганического происхождения, частицы морской соли и положительно или отрицательно заряженные ионы. Наличие ионов, которые попадают в воздух в результате радиоактивных явлений и космического излучения, обусловливает электропроводность воздуха. Присутствие частиц, обладающих гигроскопическими свойствами, в особенности присутствие продуктов сгорания, способствует конденсации влаги в воздухе.

Как всякий газ, водяной пар в атмосфере обладает известной упругостью; последняя измеряется высотой ртутного столба, который он может уравновесить. Упругость паров (в миллиметрах ртутного столба), которые в данный момент находятся в воздухе, называется абсолютной влажностью.

Отношение упругости e паров, действительно находящихся в воздухе, к упругости E паров, необходимых для насыщения того же пространства при той же температуре, называется относительной влажностью e_1:

$$e_1 = \frac{e}{E},$$

или (в %):

$$e_1 = \frac{e}{E} \cdot 100.$$

Если говорят, что относительная влажность равна 25%, то это значит, что количество паров, находящихся в воздухе, составляет 25% от того количества паров, которое необходимо для насыщения воздуха в этом пространстве при той же температуре.

Отношение упругости паров иногда заменяют отношением весового количества m паров, находящихся в воздухе, к количе-

ству M паров, необходимых для насыщения того же пространства:

$$e_1 = \frac{m}{M} \cdot 100\%.$$

В табл. 6 даны значения упругости E насыщающих водяных паров в миллиметрах ртутного столба и количества M насыщающих паров в граммах на кубический метр при различных температурах.

Таблица 6

$t°$	−30	−20	−10	0	10	20	30
E, *мм*	0,4	1,0	2,2	4,6	9.2	17,5	31,9
M, *г/м*³	0,5	1,1	2,4	4,8	9,4	17,3	30,4

Как видно из табл. 6, содержание водяных паров в воздухе зависит от температуры воздуха. При 0° предел упругости водяного пара равен 4,6 *мм*, а содержание водяных паров — 4,8 *г/м*³.

Максимальная абсолютная влажность воздуха наблюдается в экваториальных странах, где она достигает 20 *мм* и более. По направлению к полюсам и внутренним частям материков абсолютная влажность воздуха уменьшается, снижаясь до минимума в пустынях и в областях сильных холодов. В Северо-Восточной Сибири, например, абсолютная влажность иногда бывает меньше 0,03 *мм*.

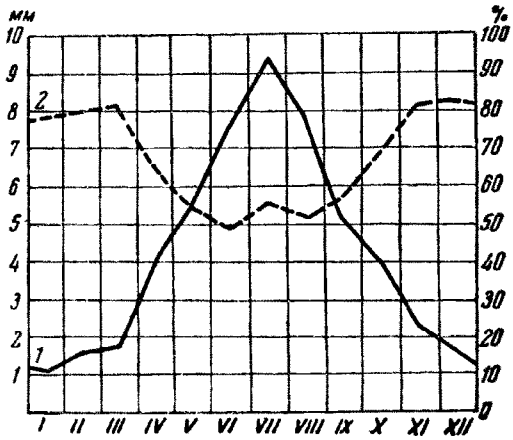


Рис. 13. Годовые колебания абсолютной и относительной влажности в одном из пунктов Центрального Казахстана

1 — абсолюная влажность в *мм*; *2* — относительная влажность в %

Абсолютная влажность и относительная влажность изменяются в обратных отношениях: первая достигает максимума в теплое время года, вторая — в холодное. Для иллюстрации приводим колебания абсолютной и относительной влажности в течение года для Центрального Казахстана (рис. 13).

Определение влажности воздуха производится с помощью психрометров — приборов, основанных на измерении температуры сухим и смоченным термометрами. Резервуар смоченного термометра обтянут батистовой лентой, конец которой опущен в стаканчик с дестиллированной водой. Вода с батиста испаряется и понижает показания смоченного термометра. Чем суше воздух,

тем больше разница в показаниях термометров. Влажность воздуха вычисляется по разности показаний термометров с помощью специальных таблиц.

В полевых условиях широко применяется аспирационный психрометр, состоящий также из двух термометров — сухого и смоченного, — вставленных в металлическую оправу (рис. 14). Воздух всасывается в прибор при помощи вентилятора, который приводится в действие с помощью пружинного завода.

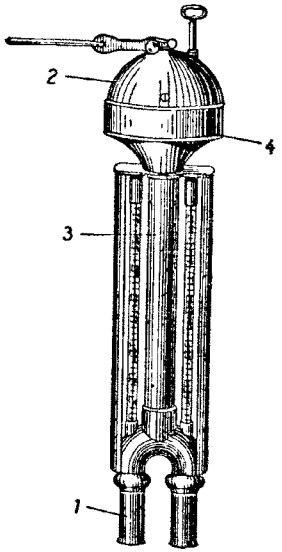


Рис. 14. Аспирационный психрометр

1 — оправа термометров; *2* — вентилятор; *3* — главный воздухопровод; *4* — щели в коробке вентилятора для выхода воздуха

В зимних условиях показания психрометров менее надежны, поэтому зимой пользуются другим прибором, так называемым гигрометром, в котором используется свойство обезжиренного человеческого волоса изменять длину под влиянием колебаний влажности воздуха (при увеличении влажности длина волоса увеличивается). Автоматическая запись изменений влажности осуществляется гигрографом, в котором приемником служит пучок обезжиренных волос, натянутых между стойками (рис. 15).

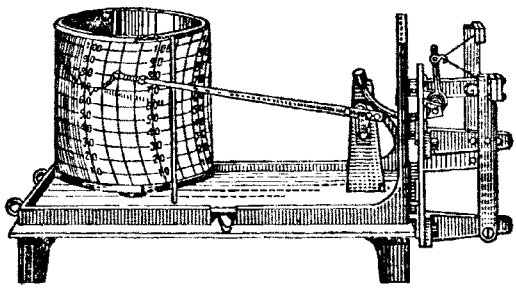


Рис. 15. Гигрограф

Испарение

Процесс превращения воды из жидкого состояния в парообразное называется испарением. Под влиянием нагревания молекулы воды, находящиеся в непрерывном движении, преодолевают силы взаимного притяжения и вылетают в воздух, находящийся над водой. Часть находящихся в воздухе молекул водяного пара может вновь перейти в жидкость. Поэтому фактически наблюдаемое испарение представляет собой разность между количеством молекул, вылетающих с испаряющей поверхности, и количеством молекул, попадающих на нее обратно.

Водяной пар попадает в атмосферу в результате испарения с поверхности морей и океанов (главным образом в тропиках и субтропиках) и в меньшем количестве — с поверхности озер, рек и растительного покрова. Вместе с массами воздуха водяные пары переносятся воздушными течениями как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

При гидрогеологических исследованиях приходится считаться с физиологическим испарением, или транспирацией, причем следует отличать этот процесс, связанный с ростом тканей, от испарения осадков, попавших на поверхность растений извне. При образовании 1 *г* растительной ткани испаряется приблизительно 300—400 *г* воды. В сухом климате из 1 *кг* впитанной корнями воды растения задерживают 1 *г*, а во влажном — 2—3 *г*. Экземпляр кукурузы за вегетационный период пропускает от 20 до 120 *кг* воды.

Транспирация и испарение с поверхности растений зависят от ряда факторов (род растительности, корневая система, влажность воздуха и почвы, состав почвы, ветер и т. д.).

Установлено, что испарение с растительного покрова всегда превышает испарение с поверхности обнаженной почвы. В табл. 7 приводятся величины испарения при различном количестве атмосферных осадков.

Таблица 7

Количество осадков *мм/год*	Испарение с поверхности обнаженной почвы		Испарение с поверхности травяного покрова		Испарение с водной поверхности	
	мм/год	% от количества осадков	*мм/год*	% от количества осадков	*мм/год*	% от количества осадков
500	209	42	386	77	537	107
600	221	37	437	73	528	88
700	234	33	484	69	522	75
800	246	31	538	67	516	65

Предельная глубина, на которой сказывается влияние растений на влажность грунтов, определяется глубиной корневой системы и высотой капиллярного поднятия. В южной полосе СССР корневая система дуба иногда достигает огромных размеров, во много раз превосходящих высоту самого дерева. Для сосны, ели, березы она обычно колеблется в пределах 2—4 *м*.

Для различных растительных сообществ А. Майером приводятся следующие величины расхода влаги на транспирацию в течение года:

	мм
Травы и культурные растения . . .	229—254
Крупные лиственные деревья . . .	203—305
Мелкие деревья и кустарники . . .	154—203
Хвойные деревья	102—154

В областях с очень жарким летом отсутствие некоторых видов растений обусловливается не самой температурой, а вызываемым ею усиленным испарением. Во влажных и засушливых районах наблюдаются резко выраженные особенности в строении растений вследствие приспособления их к избытку или же, что бывает чаще, к недостатку влаги.

В зависимости от отношения к теплу и влажности выделяется несколько групп растений:

а) тропические растения, требующие постоянной высокой температуры при достаточной влажности;

б) ксерофиты — растения степей и пустынь, нуждающиеся хотя бы на короткое время в высокой температуре, но вместе с тем приспособляющиеся к сухости и значительным колебаниям температуры;

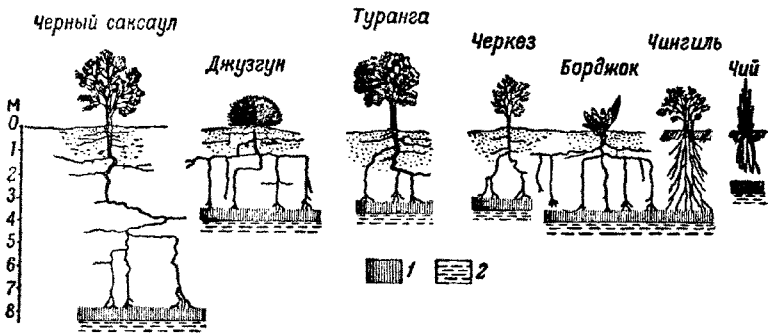


Рис. 16. Корневая система фреатофитов пустынных областей (по У. М. Ахмедсафину)

1 — капиллярная оболочка; *2* — грунтовая вода

в) растения, требующие для своего роста умеренного тепла и достаточной влажности;

г) микротермы — растения, требующие незначительного количества тепла; они довольствуются прохладным и коротким летом и выносят холодную зиму;

д) растения арктического и антарктического поясов, характеризующиеся минимальной потребностью в тепле;

е) фреатофиты — растения особой группы, встречающиеся в различных климатических зонах и отличающиеся тем, что они тесно связаны с неглубоко залегающими грунтовыми водами; глубина корневой системы фреатофитов зависит от уровня грунтовых вод и высоты капиллярного поднятия (рис. 16).

Интенсивность процесса испарения определяется разностью между упругостью E водяных паров, необходимых для полного насыщения воздуха при данной температуре, и упругостью e паров, фактически присутствующих в данный момент в атмосфере. Эта разность носит название дефицита влажности (иначе «влажного дефицита» или «недостатка насыщения») и определяется из выражения:

$$d = E - e.$$

Количество водяного пара, поступающего в воздух путем испарения, зависит от температуры влажной поверхности, наличия влаги в воздухе, скорости ветра и атмосферного давления. В еще большей степени оно зависит от размеров и формы испаряющей водной поверхности, от ее местоположения, рельефа, защищенности от ветров и т. д. За одно и то же время испаряется тем больше воды, чем выше температура испаряющей поверхности и чем суше воздух. Водяной пар, попадая в воздух, относится ветром; взамен увлажненного воздуха поступают новые массы воздуха, еще способного воспринимать водяной пар.

Испарение подвержено суточным и годовым колебаниям: летом оно больше, чем зимой, а днем больше, чем ночью.

По закону Дальтона, количество воды Q, испаряющейся в единицу времени с какой-нибудь поверхности, прямо пропорционально величине дефицита влажности $d = E - e$ и величине испаряющей поверхности S и обратно пропорционально величине атмосферного давления p:

$$Q = k\frac{E-e}{p}S,$$

где k — коэффициент пропорциональности.

Закон Дальтона не учитывает весьма значительного влияния, которое оказывает на испарение ветер. При безветрии водяной пар поступает в атмосферу только путем диффузии, протекающей довольно медленно. Обычно скорость испарения прямо пропорциональна корню квадратному из скорости ветра. В связи с этим при вычислениях величины испарения в формулы вводится поправка на скорость ветра.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что при наблюдениях за испарением следует различать, происходит ли испарение с водной поверхности (океанов, морей, рек, озер и других водоемов), с поверхности почвы, не покрытой растительностью, или с растительного покрова. Обычно определяют величину испарения с водной поверхности, пользуясь для этого специальными приборами.

Величина испарения с водной поверхности, определяемая в приборах, называется **испаряемостью**, в отличие от истинного **испарения**, которое представляет собой среднюю величину фактического испарения в данном районе в условиях определенного ландшафта. При гидрогеологических исследованиях стремятся установить истинное испарение, так как величина испаряемости обычно в несколько раз больше величины испарения [1].

[1] При использовании материалов метеорологических наблюдений для подсчета водного баланса необходимо иметь в виду, что до последнего времени на метеорологических станциях применялся испаритель Вильда, который давал величину испаряемости, а не истинного испарения.

Для характеристики приводим величины испарения и испаряемости (по А. А. Борисову) для различных географических районов северного полушария (табл. 8).

Таблица 8

Ландшафтные зоны	Испаряемость *мм/год*	Испарение *мм/год*
Тундра	200— 300	70—120
Тайга	300— 600	200—300
Смешанный лес	400— 850	250—430
Степь	600—1100	240—550
Полупустыня	700— 900	180—200
Пустыня	800—1000	50—100
Субтропики	800—1300	300—750

Для наблюдения за испарением с водных поверхностей применяются специальные пловучие испарители-чаши или устраиваются искусственные бассейны.

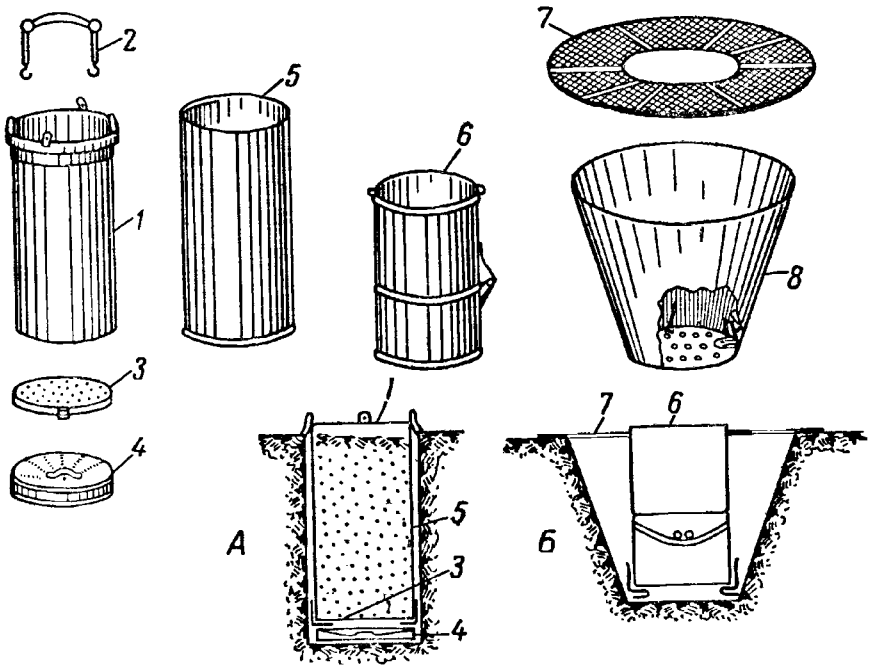


Рис. 17. Почвенный испаритель ГГИ-500

А — испаритель в собранном виде; *Б* — дождемер в собранном виде
1 — внутренний цилиндр; *2* — ручка; *3* — дно с отверстиями; *4* — сосуд для сбора просочившейся воды; *5* — наружный цилиндр; *6* — дождемерное ведро; *7* — кольцевая сетка дождемера; *8* — конусный бак дождемера

Наблюдения за испарением с поверхности почвы производятся обычно при помощи почвенных испарителей, или эва-

пороме́тров, а также с помощью лизиме́тров. Так как процесс испарения с поверхности земли весьма сложен, изменчив и зависит от многих факторов, в том числе от строения почв, характера растительности, положения уровня подземных вод и др., в настоящее время устраивают специально оборудованные почвенно-испарительные и лизиметрические площадки.

В гидрометеорологической сети СССР применяется почвенный испаритель ГГИ-500 (рис. 17). Он состоит из двух металлических цилиндров, внутреннего и наружного, и сосуда для сбора воды. Во внутренний цилиндр с сетчатым дном помещается почвенный монолит. Затем цилиндр с монолитом опускается до водосборного сосуда, при этом он опирается козырьком на край внешнего цилиндра. Для точности наблюдений в комплект входят два испарителя, и кроме того, почвенный дождемер, который устанавливается на испарительной площадке в отдельном гнезде. Для взвешивания испарителя применяются весы грузоподъемностью 150 *кг*, помещаемые для предохранения от ветра в специальной будке.

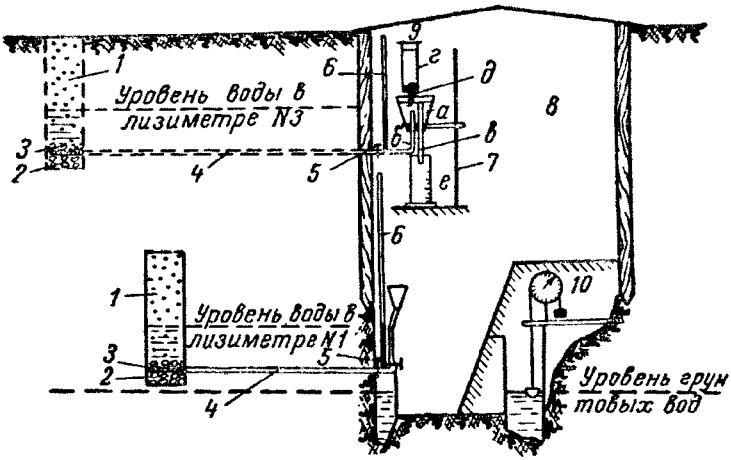


Рис. 18. Схема установки лизиметров на гидрогеологической станции ВСЕГИНГЕО (по А. В. Лебедеву)

1 — лизиметры, загруженные песком; *2* — гравий; *3* — фитили; *4* — водоотводные трубки; *5* — краны; *6* — пьезометры; *7* — штатив; *8* — наблюдательный шурф; *9* — измерительная установка; *10* — дисковый уровнемер

На гидрогеологической станции ВСЕГИНГЕО под Москвой лизиметрическая установка состояла из двух пар лизиметров, расположенных в двух ярусах и наполненных песком и (в нижней части) водой (рис. 18). Каждый лизиметр представлял собой отрезок трубы диаметром 10″ с дном. В нижней части его приваривалась водоотводная трубка диаметром $^1/_2$″ с газовым краником на конце. Внутри цилиндра лизиметра эта трубка продолжалась в виде свернутого в рулон фитиля из сетки галунного плетения.

Лизиметры загружались песком, извлеченным из мест установки этих приборов. Верхняя пара лизиметров устанавливалась в траншеях в уровень с землей, нижняя — в специальной нише на глубине 2,70 *м* от поверхности земли. Установка лизиметров с песком производилась при полном заполнении пор водой, которая по окончании установки сливалась до требуемой глубины (0,5 *м* от поверхности земли).

Концы водоотводных трубок были отведены в наблюдательный шурф. Донья нижних лизиметров были на 10—15 *см* выше уровня грунтовых вод. К концам водоотводных трубок всех лизиметров присоединялись пьезометры и воронки для подлива воды. Для верхней пары лизиметров на штативе были установлены стеклянные воронки *а* с двумя стеклянными трубками. К одной из них присоединялся шланг *б*, идущий от пьезометра и водоотводной трубки, а другая — сливная трубочка *в* — была направлена в нижний мерный цилиндр. Сверху на штативе укреплялся сосуд Мариотта *г* со стеклянной трубкой *д*, нижний конец которой погружался на 2 *мм* под воду в воронке *а*. Сосуд Мариотта *г* и нижний цилиндр *е* имели шкалу с делениями через 2 *см*.

Уровень воды в воронке, сообщавшейся с верхним лизиметром и пьезометром, поддерживался на одной высоте благодаря наличию сливной трубочки *в*, верхний конец которой находился на уровне воды. Прибыль воды в лизиметре вызывала сток ее через воронку в мерный цилиндр *е*, что давало возможность учесть инфильтрацию осадков и конденсацию водяных паров. Если происходила убыль воды в лизиметре, она пополнялась из сосуда Мариотта, который таким образом отмечал испарение с поверхности воды в лизиметре.

Над одним из верхних лизиметров был установлен стеклянный навес для защиты его от атмосферных осадков с тем, чтобы вести наблюдения за конденсацией водяных паров и испарением с поверхности воды в лизиметре при отсутствии осадков. Кроме того, систематически велись наблюдения за выпадением осадков и за уровнем грунтовых вод.

Зная суммарное питание грунтовых вод по открытому лизиметру и величину конденсации по закрытому, можно определить инфильтрацию атмосферных осадков. Испарение осадков с поверхности земли определяется по разности между количеством осадков и инфильтрацией.

Так как факторы, от которых зависит величина испарения, весьма изменчивы во времени и пространстве и с трудом поддаются учету, очень часто величину испарения Z_0 определяют по разности между количеством осадков X_0 и величиной стока Y_0:

$$Z_0 \approx X_0 - Y_0.$$

Первая карта изолиний величины Z_0, полученной таким способом, была составлена Д. И. Кочериным для Европейской части СССР и позднее уточнена П. С. Кузиным. Ввиду того, что в районах недостаточного увлажнения приведенные подсчеты могут привести к большим ошибкам, П. С. Кузин применял в этих случаях формулу:

$$Z_0 = aX_0^2 d,$$

где Z_0 — средняя многолетняя величина годового испарения;
a — географический параметр, равный 0,000477—0,000654;
X_0 — среднее многолетнее количество годовых осадков;
d — дефицит влажности.

На рис. 19 представлена карта суммарного испарения с поверхности речных бассейнов (по В. А. Троицкому).

Атмосферные осадки

Наибольшее влияние на формирование рельефа и питание подземных вод оказывают атмосферные осадки. От их количества, интенсивности и вида зависят образование почв, развитие коры

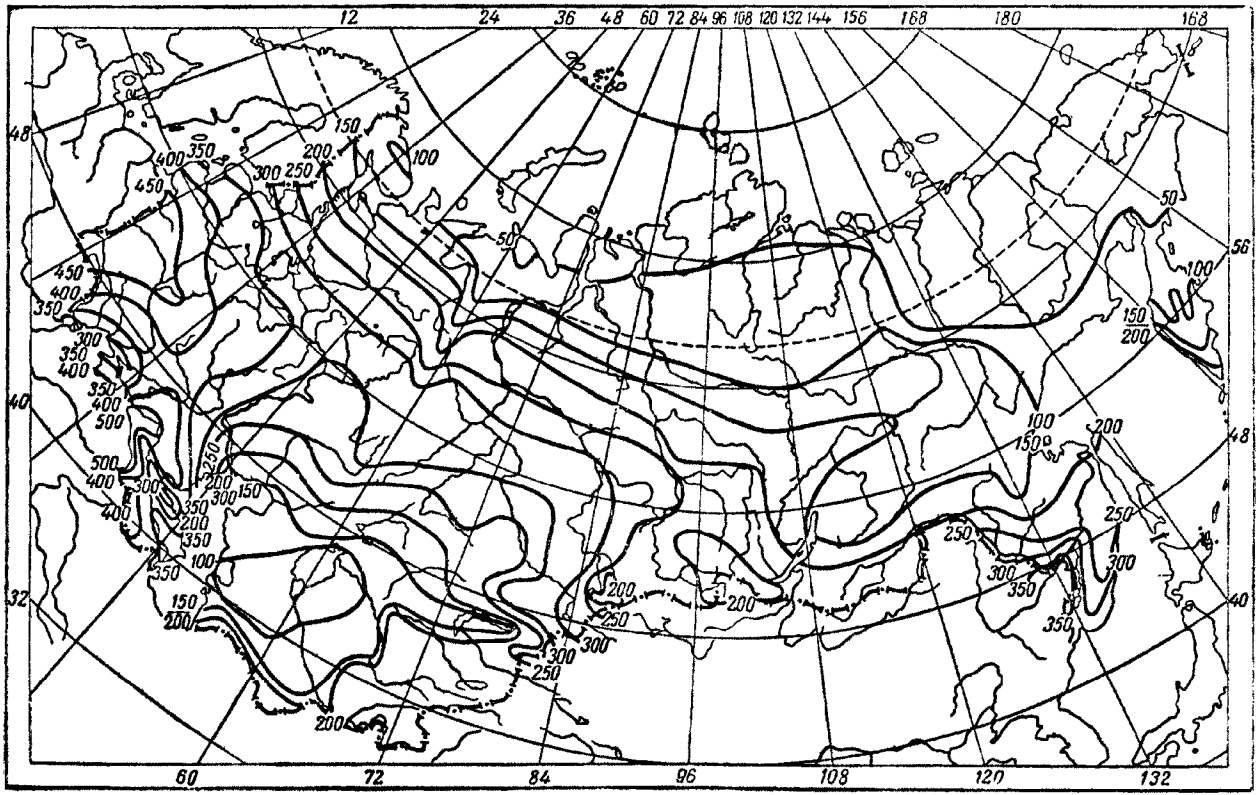


Рис. 19. Карта изолиний годового испарения с поверхности речных бассейнов (в *мм*), по В. А. Троицкому

выветривания, площадной смыв, эрозионная деятельность, переотложение рыхлого материала, типы растительности, пополнение запасов подземных вод неглубоких горизонтов, а также колебания уровней и расходов подземных вод.

Образование осадков происходит следующим образом. Воздух при данной температуре воспринимает определенное количество водяного пара; это количество тем больше, чем выше температура воздуха. Если в воздухе содержится водяной пар в количестве, максимальном для данной температуры, то воздух называется насыщенным. В процессе охлаждения ненасыщенного воздуха наступает момент, при котором содержащийся в воздухе водяной пар при данной температуре может его насыщать. Этот момент называется точкой росы. Если воздух продолжает охлаждаться, наступает состояние перенасыщения. В результате сконденсировавшаяся часть водяного пара выпадает из воздуха в виде жидких или твердых осадков.

Для того, чтобы в насыщенном воздухе могла произойти конденсация, необходимо присутствие в воздухе ядер конденсации: мельчайших твердых, жидких или газообразных частичек или молекул, обладающих гигроскопичностью или имеющих химическое сродство с водой и притягивающих к себе молекулы водяного пара, тяжелых ионов (электрически заряженных твердых частичек) и т. д.

Различают два типа осадков:

1. Осадки, выделяющиеся непосредственно на земной поверхности — низкие гидрометеоры. К ним относится роса, иней, гололед и т. д. В случаях росы и инея конденсация происходит на почве, охлажденной ночным излучением, на растениях и т. д. При температуре выше 0° выделяется роса, ниже 0° — иней. Часто влага при этом заимствуется снизу, из почвы. Гололед — ледяная прозрачная кора, образующаяся на поверхности почвы, валунов и ветвей деревьев вследствие выпадения переохлажденного дождя (при температурах от 0° до —6°) или, при более высоких температурах, вследствие выпадения дождя или появления туманов после сильного мороза.

2. Осадки, возникающие в высоких слоях атмосферы и выпадающие из облаков — высокие гидрометеоры. К ним относится дождь, крупа, град, снег.

Главная причина конденсации водяных паров воздуха и выпадения осадков (высоких гидрометеоров) заключается в охлаждении поднимающегося воздуха. Возникновение восходящих токов происходит в результате прогревания земной поверхности, появления в атмосфере областей пониженного давления и неровностей земной поверхности. Если разница в давлениях воздуха по вертикали незначительная, то воздух относительно устойчив, и поднятие его с образованием облаков происходит только в результате дневного нагревания. Такое явление наблюдается в предгорных участках. На берегах морей наблюдаются восходящие движения

воздуха, вызываемые трением его о поверхность земли. Огромную роль в образовании облачности играет рельеф. Всякое возвышение (горы, холмы) и даже лес представляют препятствие для движущихся масс воздуха и способствуют конденсации водяных паров, заставляя массы воздуха подниматься и, расширяясь, охлаждаться[1].

Облачность и вероятность дождя характерны для областей низких давлений.

Вообще образование облачности и выпадение осадков представляют собой различные стадии одного и того же процесса. Выпадение осадков происходит в том случае, если конденсация происходит достаточно интенсивно. В противном случае конденсация может ограничиться облакообразованием.

Количество осадков, выпавших за 1 мин., называют интенсивностью осадков. Дождевые осадки, дающие 0,5—1 *мм* и более в минуту, называются ливнями. Последние влияют на характер режима рек с малыми бассейнами. Иной характер имеют обложные дожди; они характеризуются малой интенсивностью, но обычно захватывают значительные районы и выпадают в течение длительного времени. Таким образом, между интенсивностью и продолжительностью осадков существует обратная зависимость.

Максимальное количество дождей выпадает обычно в областях низкого атмосферного давления (циклональные дожди), а также в горных областях (дожди, обусловленные рельефом). В географическом отношении осадки распределены так, что наибольшее их количество приурочено к теплым и влажным областям (тропики), наименьшее — к субтропическим широтам, к зонам пустынь и степей. В холодном сухом воздухе полярных стран количество осадков возрастает, особенно над океаном. В общем случае количество и частота осадков убывают от берегов внутрь материка. Распределение атмосферных осадков на поверхности земного шара показано на рис. 20.

Увеличение количества осадков с увеличением высоты на определенное число метров (например, на 10 или на 100) называется плювиометрическим градиентом.

Об изменении количества осадков по мере повышения местности над уровнем моря можно до известной степени судить по данным наблюдений за атмосферными осадками в горных странах (рис. 21). Однако результаты наблюдений отдельных станций могут значительно отклоняться от зависимости, показанной на рис. 21; станции, расположенные на склонах, открытых для влагоносных западных ветров, получают преувеличенные данные, а расположенные на противоположных склонах — преуменьшенные.

Данные о количестве осадков на различных высотах наносятся на плювиометрический профиль, на котором показан и рельеф

[1] При увеличении объема на $^1/_{10}$ расширяющийся воздух охлаждается на 9°.

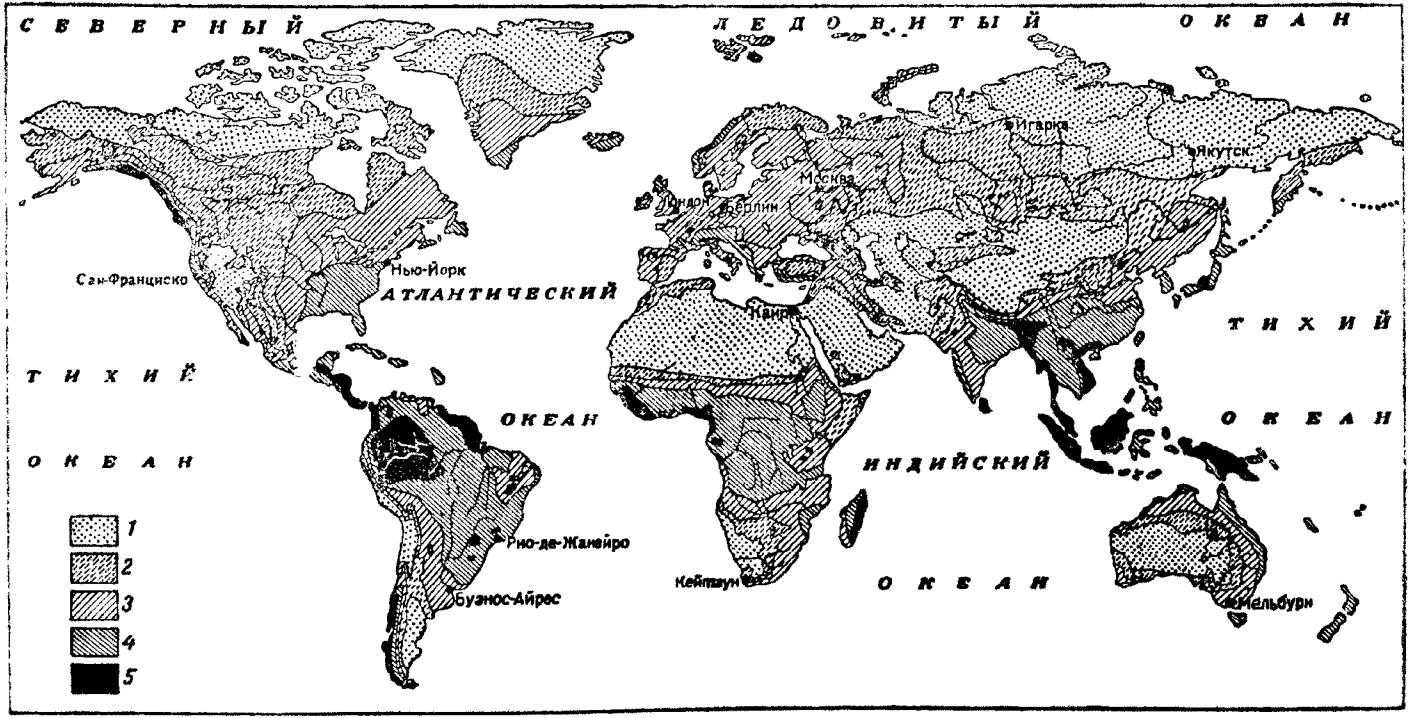


Рис. 20. Распределение осадков на континентах земного шара

Годовое количество осадков в *мм*: *1* — менее 250; *2* — от 250 до 500; *3* — от 500 до 1000; *4* — от 1000 до 2000; *5* — более 2000

местности. Подобный профиль изображен на рис. 22. Этот рисунок наглядно убеждает нас в том, что данные о высоте места над уровнем моря не позволяют заранее определить количество выпадающих осадков.

Для решения гидрогеологических задач необходимо знать режим выпадения атмосферных осадков. В холодных странах в течение большей части года и в странах умеренного климата зимой осадки выпадают в виде снега. Число дней, в продолжение которых снег покрывает почву, а также мощность снегового покрова представляют собой элементы климата, весьма важные в гидрогеологическом отношении, так как весеннее снеготаяние играет большую роль в режиме поверхностных и подземных вод.

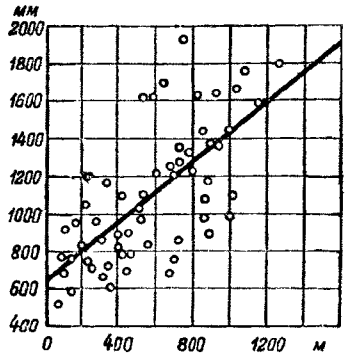


Рис. 21. Зависимость между количеством осадков и высотой местности над уровнем моря в Шварцвальде

В годовой сумме осадков снег составляет: в Архангельске 31%, в Москве 28%, в Херсоне 11%, в Амурской и Приморской областях 3%. Наибольшая среднегодовая высота снегового покрова наблюдается на Урале и в Приуралье (до 90 *см*); в Москве она составляет 60 *см*, на юге СССР — менее 10 *см*.

Количество зимних осадков в еще большей мере, чем летних, зависит от рельефа местности, растительности, искусственных сооружений и др. Большое значение имеет ветер, который сгоняет снег с выступающих частей рельефа.

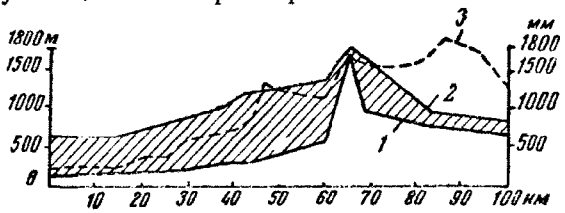


Рис. 22. Плювиометрический профиль Восточных Альп (по Кребсу)

1 — поверхность земли (в местах расположения станций); *2* — линия осадков (шкала справа); *3* — профиль вершин (шкала слева). Мощность слоя осадков заштрихована

Высотная граница, выше которой снег не успевает полностью растаять в течение летних месяцев, называется снеговой линией. В Альпах эта граница находится на высоте от 2400 до 2800 *м*, на Кавказе — от 3000 до 3800 *м*, на Памире — около 5000 *м*, в Норвегии — от 700 до 1900 *м*, на Земле Франца-Иосифа — от 100 до 300 *м*. Снеговые массы, выпадающие выше

снеговой линии, частично тают летом, а остаток их накопляется в виде фирновых полей, которые питают ледники. Фирн и ледники имеют огромное значение в питании поверхностных вод.

Измерение жидких осадков производится при помощи дождемеров. В СССР до последнего времени применялся дождемер с площадью дна 500 *см*², при диаметре 252,3 *мм*. Устройство дождемера несложно. В ведре устраивается коническая перегородка с несколькими отверстиями в середине конуса для предотвращения испарения воды. Верхний край дождемерного ведра устанавливается на высоте 2,00 *м* от поверхности земли (в Западной Европе употребляют дождемеры высотой 1,0—1,5 *м*). Ведро окружено раструбом — так называемой «защитой Нифера», — предохраняющим осадки от выдувания ветром.

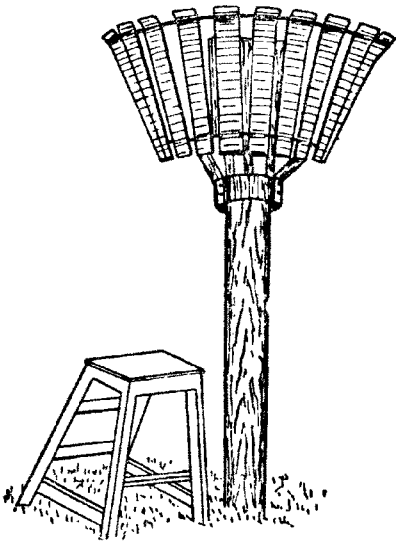


Рис. 23. Осадкомер с планочной защитой

В настоящее время на большинстве метеорологических станций СССР используется новый тип дождемера («осадкомер Третьякова») с защитой, сделанной из планок (рис. 23). Приемная поверхность ведра равна 200 *см*³. В таком приборе почти не происходит выдувания осадков.

Из дождемера жидкие осадки сливаются в градуированный стаканчик, по которому отсчитывается высота слоя воды в миллиметрах.

При изучении осадков в отдельных районах горных стран и пустынь устанавливают суммарные дождемеры, отсчеты по которым производятся несколько раз в году. Для предотвращения испарения в прибор вливают вазелиновое масло, образующее слой толщиной 3—8 *см*. Кроме того, существуют самопишущие дождемеры — плювиографы, или омбрографы, непрерывно регистрирующие количество выпадающих осадков. Получающийся график (омброграмма) позволяет установить толщину слоя осадков в любой момент и тем самым отражает интенсивность выпадения осадков.

Принцип самопишущего дождемера заключается в соединении простого дождемера с автоматическим устройством для регистрации уловленных дождемером осадков. Регистрация происходит с помощью поплавка, плавающего в мерном сосуде и соединенного с пером, отмечающим положение уровня на вращающемся

барабане, или с помощью опрокидывателей, снабженных автоматическими счетчиками. Более удобна первая система.

На рис. 24 изображена схема самопишущего прибора, основанного на принципе поплавка. Омброграмма такого дождемера представляет собой суммарную кривую, прерываемую вертикальными линиями, соответствующими моментам слива накопившихся осадков с помощью сифона. Так как ординаты суммарной кривой отвечают высоте слоя осадков в данный момент времени, а абсциссы — продолжительности выпадения осадков, то тангенс угла наклона кривой является показателем интенсивности осадков.

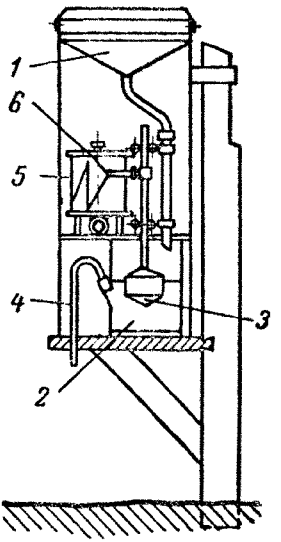


Рис. 24. Самопишущий дождемер

1 — приемник; *2* — мерный сосуд; *3* — поплавок; *4* — сифон; *5* — барабан с часовым механизмом; *6* — самопишущее перо

Измерение количества выпавшего снега производится также при помощи дождемера. Количество выпавшего снега выражается толщиной слоя воды (в миллиметрах), образовавшейся от растапливания уловленного дождемером снега. Кроме того, измерение количества снега может производиться путем снегомерных съемок при помощи постоянных снегомерных реек. В этом случае необходимо определять плотность снега, под которой понимается отношение веса снеговой пробы (в граммах) к ее объему (в кубических сантиметрах). Зная плотность снегового покрова, легко подсчитать запас воды в нем.

Для решения вопросов водного баланса необходимо знать суммарное количество атмосферных осадков для изучаемой территории, которое представляет собой произведение среднего количества осадков на площадь этой территории.

Воздушные массы

Для того чтобы представить себе распределение влаги в атмосфере, необходимо вкратце познакомиться с основами современного учения о воздушных массах и с законами, управляющими движением этих масс.

По существующим воззрениям, тропосфера состоит из отдельных воздушных масс, различных по своим физическим свойствам. Эти массы покрывают территории, измеряемые иногда миллионами квадратных километров. Особенности воздушных масс — температура, влажность, запыленность и т. п. — определяются географическим положением их «очага» и направлением их движения.

В настоящее время принято различать следующие типы воздушных масс:

1) арктический воздух, масса которого проникает в средние широты из арктического бассейна;

2) полярный (субполярный) воздух, масса которого уже давно находится в средних широтах и приобрела свойства, соответствующие этим широтам (поэтому иначе его называют «умеренным воздухом»);

3) тропический воздух, масса которого движется из субтропиков в средние широты и к экватору;

4) экваториальный воздух, масса которого движется из экваториальной зоны.

Кроме того, в каждом из перечисленных типов воздушных масс различают морской и континентальный воздух.

Перемещаясь, воздушная масса уходит с того участка, где она сформировалась, и попадает в новые условия. Устойчивость или неустойчивость воздушной массы зависит от многих причин.

Если устойчивая холодная воздушная масса, сформировавшаяся в арктических условиях, передвигается к югу, она постепенно снизу подогревается. В результате этого нижние тяжелые (холодные) слои становятся теплее и легче верхних, поднимаются кверху, и воздушная масса становится неустойчивой. Теплая воздушная масса, сформировавшаяся в тропиках, имеет нижние слои более легкие и потому является неустойчивой. При передвижении на север нижние слои постепенно охлаждаются, делаются более тяжелыми, и воздушная масса становится устойчивой.

Для холодных и теплых воздушных масс характерны облака различных типов. Облака в теплой воздушной массе обычно закрывают все небо сплошной серой бесформенной пеленой, низко нависшей над землей (слоистые облака). В холодной воздушной массе облака появляются только в середине дня и к ночи исчезают. Эти облака чрезвычайно характерны, они разбросаны «клочьями», или «кучками», и поэтому называются кучевыми.

По мере прогревания холодной воздушной массы, т. е. по мере проникновения тепла от земной поверхности вверх, кучевые облака становятся все мощнее и выше, в результате чего начинаются обильные ливни, часто сопровождающиеся грозами. К вечеру кучевые облака исчезают и растекаются на тонкие длинные полосы.

Перемещающиеся воздушные массы приходят в соприкосновение между собой, как бы «сталкиваются» друг с другом, сохраняя свои свойства. Холодный воздух, как более плотный и тяжелый, подтекает снизу под теплый воздух, вытесняя его вверх. Граница между ними становится наклонной. Внизу клином располагается холодный воздух, а теплый «всползает» по этому клину вверх; вследствие этого он расширяется и охлаждается, что приводит к образованию облаков и выпадению осадков. Так как при встрече двух воздушных масс происходит подъем большого количества

теплого воздуха, то при этом образуется очень плотная, высокая и мощная облачность, порождающая продолжительный (обложной) дождь или снег.

Таким образом, смена воздушных масс сопровождается ухудшением погоды на их общей границе.

Граница двух воздушных масс называется фронтом. В зависимости от того, уходит ли теплый воздух и на смену ему прихо-

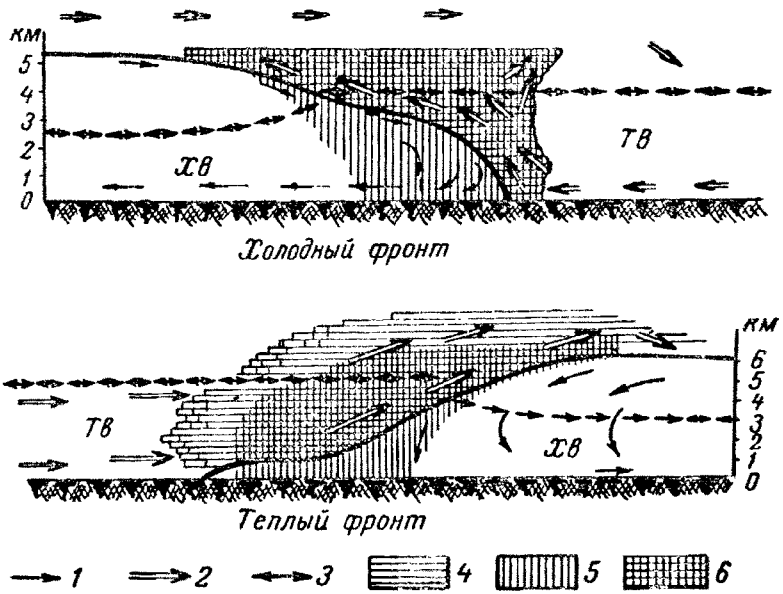


Рис. 25. Схема взаимодействия воздушных масс

1 — линии тока холодного воздуха (ХВ); *2* — линии тока теплого воздуха (ТВ); *3* — нижняя граница ледяных ядер; *4* — облачные системы; *5* — выпадающие осадки; *6* — осадки в зоне облаков

дит холодный, или, наоборот, уходит холодный воздух, сменяясь приходящим теплым, фронт называется холодным или теплым. Холодный фронт оказывается более крутым (рис. 25), так как холодный воздух, текущий непосредственно по поверхности земли, задерживается трением о землю и перемещается неравномерными толчками. Вследствие этого теплый воздух также толчками поднимается вверх; при этом образуются большие кучевые ливневые и грозовые облака, перед которыми идут облака в виде «чечевиц» или «сигар». На холодных фронтах часто выпадают ливни и град.

При образовании теплого фронта теплый воздух «всползает» на поверхность холодного равномерно. При этом образуется мощная и очень плотная облачность, ветер, продолжительный дождь или снег. Первыми признаками приближения теплого фронта

являются перистые облака, которые кажутся выходящими из одной точки; постепенно они превращаются в более плотные полосы, покрывающие небо серой однообразной пеленой, из которой вскоре начинается продолжительный дождь.

Движение воздуха возникает благодаря разности давлений, которая в свою очередь создается главным образом вследствие неравномерного нагревания земной поверхности: над нагретой поверхностью воздух, поднимаясь вверх, разрежается.

Линии, соединяющие точки равных давлений, называются и з о б а р а м и. На карте изобар отчетливо выделяются участки повышения и понижения давлений. Области повышенного давления называются а н т и ц и к л о н а м и, или максимумами. Обычно они занимают большие пространства и являются относительно устойчивыми. Области пониженного давления называются ц и к л о н а м и, или минимумами (депрессиями). Они занимают несравненно меньшие пространства и характеризуются подвижностью.

Циклоны, возникают на фронтах между двумя воздушными массами. Вдоль поверхности фронта развиваются ускорения и возникает восходящее скольжение в теплом воздухе и нисходящее скольжение в холодном. В восходящем теплом воздухе в полосе фронта образуются обширные облачные системы.

В северном полушарии циклоны перемещаются чаще всего с юго-запада на северо-восток; иногда наблюдаются отклонения от этого направления и очень редко обратные движения — с востока на запад.

В силу определенного распределения суши и моря и неодинакового нагревания тех и других можно выделить барические системы, которые называются ц е н т р а м и д е й с т в и я атмосферы. При этом выделяются годовые области, которые существуют в течение целого года, сезонные и обратимые. В последних пониженное давление летом сменяется повышенным давлением зимой, и обратно.

Перечислим главнейшие центры действия.

С у б т р о п и ч е с к и е а н т и ц и к л о н ы существуют круглый год и располагаются между 25 и 40° широты в каждом полушарии. Над нагретыми материками они разрываются. В северном полушарии отмечено два антициклона (или максимума): тихоокеанский (гонолульский) и атлантический (азорский). Азорский антициклон имеет огромное значение для погоды в Европе. В южном полушарии имеются три области антициклона: над Тихим, Атлантическим и Индийским океанами.

А з и а т с к и й, или с и б и р с к и й, а н т и ц и к л о н располагается над охлажденным в зимнее время материком Азии. Летом здесь господствует низкое давление — азиатская депрессия. Сходные условия наблюдаются над Канадой (северо-американский антициклон).

А р к т и ч е с к и й а н т и ц и к л о н — область преобладания высокого давления над Гренландией.

В высоких широтах располагаются две депрессии (или минимума): исландская и алеутская. Исландская циклональная депрессия особенно хорошо выражена зимой.

Экваториальная депрессия — полоса пониженного давления, наблюдаемая круглый год между зонами субтропических антициклонов.

По данным наблюдений за формированием и перемещением воздушных масс метеорологическими станциями составляются карты погоды, или синоптические карты. Такие карты используются для предсказания погоды, имеющего огромное значение для самых разнообразных отраслей народного хозяйства (сельское хозяйство, воздушный транспорт и пр.). Точная оценка атмосферных условий и прогноз погоды важны и для гидрогеологических исследований.

Под погодой следует понимать совокупность метеорологических явлений (температура, атмосферное давление, направление и скорость ветра, облачность, осадки) в данном районе в определенный момент времени. Погода представляет собой элемент изменчивый, что заставляет при ее изучении учитывать сложную динамику метеорологических явлений.

Метеорологические данные наносятся на синоптическую карту условными значками. Станции показываются кружками, степень зачерненности кружка характеризует степень облачности. Ветер показывается черточкой, ориентированной по направлению ветра; оперение характеризует силу ветра. Кроме изобар, на ежедневных картах погоды часто вычерчивают области повышения и понижения давления за один и тот же промежуток времени: 12, 6 или 3 часа; линии одинакового измерения давления называются изаллобарами. Для предсказания погоды необходимо иметь несколько последовательных карт.

Рассмотрим две синоптические карты, составленные в один и тот же день с промежутком в 12 час.

На первой карте (рис. 26), отражено состояние погоды на 7 час. утра. Центры антициклонов отмечены буквой *В*, центры циклонов — буквой *Н*. От Италии до Белого моря протянулась линия фронта, на которой зародилось несколько циклонов. К востоку от нее, над Европейской частью Советского Союза, расположилась крупная область высокого давления. К западу, над Атлантическим океаном, видна другая антициклоиальная область со спокойной погодой.

Вторая карта (рис. 27), составленная на 19 час., показывает, что циклональная волна, зародившаяся над Италией, передвинулась к северу и превратилась в вихревой циклон. Маленький циклон, бывший над Германией, сместился в Латвию. Большой циклон в Баренцовом море передвинулся к Новой Земле.

Раньше синоптические карты составлялись на основании наблюдений только в нижних слоях атмосферы. В настоящее время служба синоптики требует изучения воздушных масс по всей их мощности и особенно в верхних слоях. Для этого используют резиновые шары-пилоты, наполненные водородом. Такие шары поднимаются в воздух с приборами, снабженными автоматическими радиопередатчиками. Той же цели служат полеты на самолетах со специальными приборами.

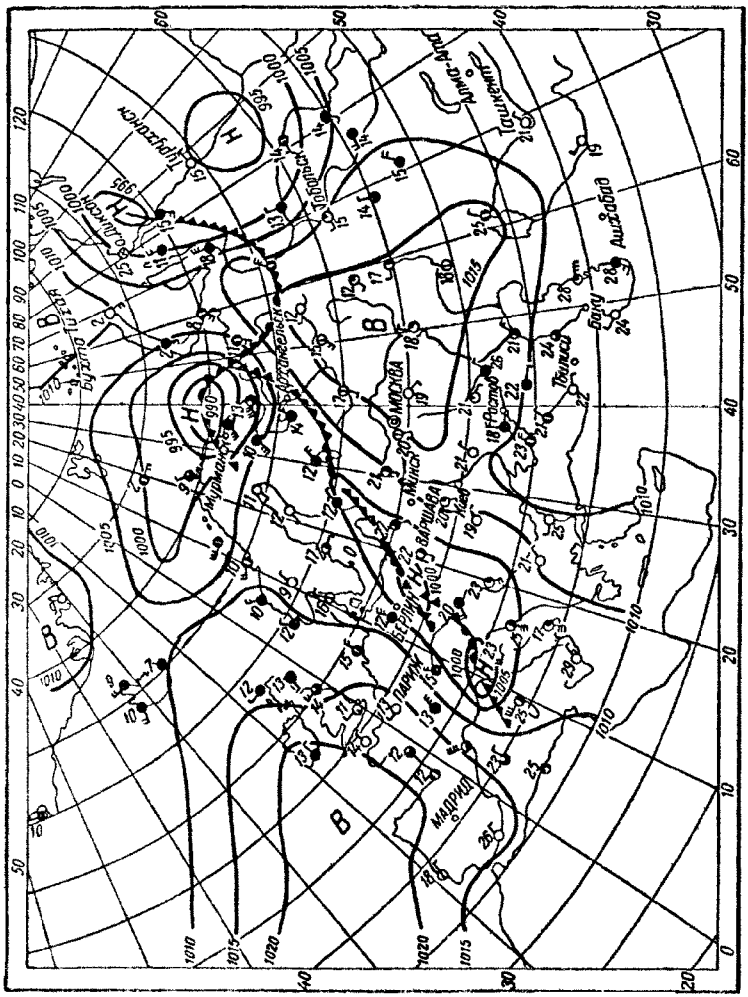


Рис. 26. Синоптическая карта на 7 час. 14 августа 1935 г. (условные обозначения см. рис. 27)

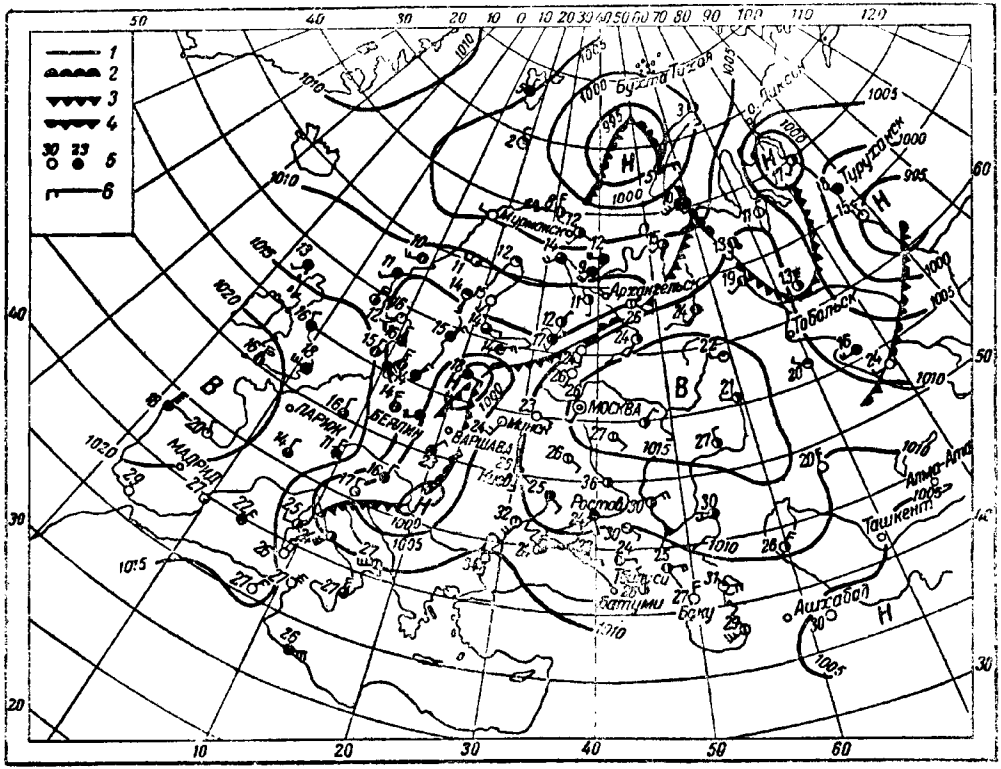


Рис. 27. Синоптическая карта на 19 час. 14 августа 1935 г.

1 — изобары (в миллибарах); *2* — теплый фронт; *3* — холодный фронт; *4*—смыкание теплого и холодного фронтов; *5* — метеорологические станции (степень зачерненности кружка показывает степень облачности: незачерненный —ясно, полностью зачерненный — пасмурно; цифра — температура воздуха; *6* — направление ветра (оперение показывает силу ветра: длинная черта — 2 балла, короткая—1 балл)

Глава 5

КЛИМАТ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ВОД

Основные типы климатов

Климатом называется состояние атмосферы, возникающее в результате длительного взаимодействия ее с поверхностью земли в пределах определенной территории. Можно также рассматривать климат как закономерную смену атмосферных процессов, возникающих в результате многолетнего сложного взаимодействия солнечной радиации, атмосферной циркуляции и земной поверхности. Это чередование атмосферных процессов и обусловливает характерный для данной территории режим погоды. Таким образом, в отличие от погоды, которая характеризуется изменчивостью, в понятие климата вносится элемент известного постоянства. Погода может изменяться в очень короткий срок, в течение одного дня, климаты же меняются в ходе геологической истории развития земной коры.

Климатология является наукой географической, она занимается изучением общих закономерностей распространения климатов на поверхности земного шара и анализом климатических особенностей отдельных областей и районов.

Различают несколько типов климата.

1. Морской климат характеризуется равномерностью температур, высокой влажностью воздуха, большой степенью облачности, обилием зимних осадков, значительной скоростью ветра и малым содержанием пыли в воздухе.

2. Континентальный климат отличается большими амплитудами суточных и годовых колебаний метеорологических элементов. Средняя скорость ветра меньше, чем на море, выпадение осадков реже, особенно зимой, воздух суше и часто наполнен пылью. Резкие контрасты температуры в этом климате сравнительно легко переносятся человеком благодаря сухости воздуха, безветрию во время холодов и, отчасти, благодаря большей интенсивности инсоляции (поглощение солнечных лучей) и излучения.

3. Климат пустынь представляет собой наиболее резко выраженную форму континентального климата. В пустынях, лежащих внутри континентов, воздух настолько беден влагой, что, несмотря на восходящее движение воздуха, образования облаков и выпадения осадков почти не происходит.

4. Климат стран, покрытых лесом, отличается от климата пустынь бо́льшим количеством осадков, большей влажностью, облачностью и менее резкими колебаниями температуры.

5. Климат побережий — переходной от климата континентального к климату открытого моря; ему свойственна суточная смена берегового и морского бризов. Особой разновидностью этого климата является климат муссонов, обычно присущий не только обширным областям побережий, но проникающий и вглубь материков. При нормальном муссонном климате летом дуют морские ветры, а зимой — береговые.

6. Климат гор и больших высот подразделяют на горный климат — до высоты около 3000 *м* над уровнем моря, — характеризующийся чистым и свежим воздухом и благотворный для человека, и климат больших высот — выше 3000—4000 *м*, — менее полезный для человека. Интенсивность солнечной радиации и излучения земной поверхности увеличивается с высотой, а температура воздуха понижается. Теневые и солнечные стороны имеют в горах различные климатические особенности, отражающиеся на развитии растений. Содержание водяных паров в воздухе с высотой убывает значительно быстрее, чем давление. Максимум осадков наблюдается на стороне, обращенной к господствующему влажному ветру. Горный климат характеризуется отсутствием жары. Там, где летнего тепла недостаточно для того, чтобы растопить скопившиеся за холодное время года массы снега, располагается область вечного снега. Во многих случаях горы являются климатическими границами.

Местные различия в климате отдельных районов называются микроклиматом.

Наиболее употребительные климатологические схемы построены на основе классификации русского ученого В. Кеппена, который предлагал выделять пять климатических поясов с 11 главнейшими типами климатов (табл. 9), присущими определенным территориям на поверхности земного шара.

Таблица 9

Обозначения поясов	Пояса	Обозначения климатов	Климаты
A	Влажных тропических климатов	*Af*	Влажных тропических лесов
		Aw	Саванн
B	Сухих климатов	*BS*	Степей
		BW	Пустынь
C	Умеренно-теплых влажных климатов	*Cw*	Теплые с сухой зимой
		Cs	Теплые с сухим летом
		Cf	С равномерным распределением осадков
D	Бореальных климатов или климатов леса и снега	*Df*	Холодные с влажной зимой
		Dw	Холодные с сухой зимой
E	Снежных климатов	*ET*	Тундр
		EF	Постоянного холода

Каждый климат характеризуется определенным режимом, который лучше всего иллюстрируется графиками, показывающими годовые колебания основных метеорологических элементов: температуры воздуха, осадков и облачности (рис. 28) [1].

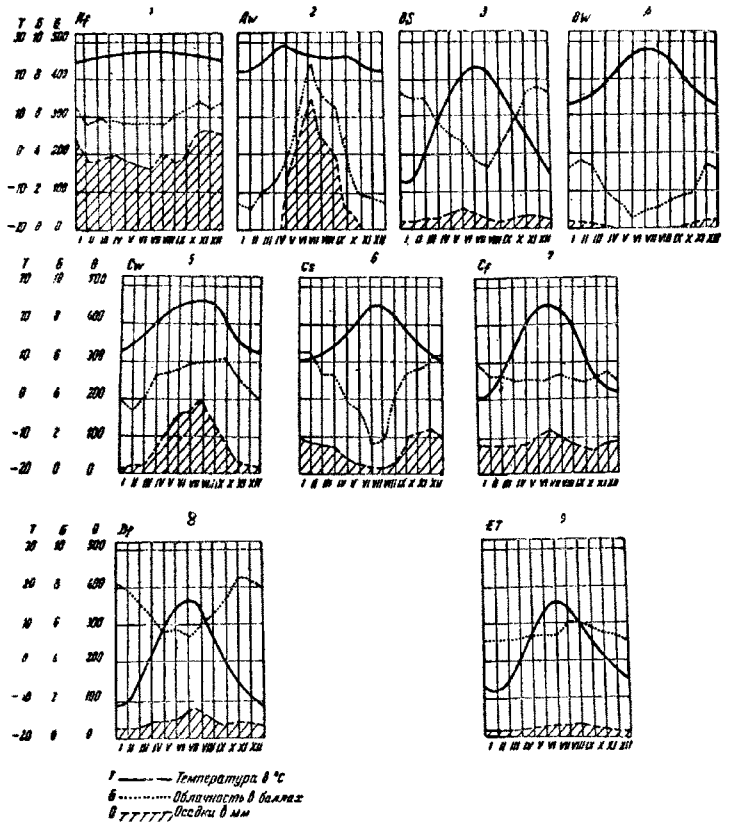


Рис. 28. Колебания температуры, облачности и осадков в различных климатах земного шара

1 — Сингапур; *2* — Сурат (Индия); *3* — Ворошиловград; *4* — Каир; *5* — Тукуман (Аргентина); *6* — Палермо; *7* — Вашингтон; *8* — Москва; *9* — Якобсхавн (Гренландия)

Деление на климатические пояса определяется не величиной средней годовой температуры воздуха, которая не может служить достаточно четким критерием, а наличием достаточно холодного и достаточно теплого времени года. На годовой изотерме 0° мы встречаем богатые леса Приамурья и скованные льдом берега восточной Гренландии. Это объясняется тем, что в первом случае

[1] На рис. 28 показаны 9 типов климата.

средняя температура июля +22°, а во втором — только +6°. В Якутске, в области многолетней мерзлоты, растут леса и возможно земледелие.

Границы умеренных поясов определяются со стороны экватора температурой наиболее холодного, а со стороны полюсов — наиболее теплого времени года; средняя температура наиболее холодного месяца на экваториальной границе равна +18°, а наиболее теплого на полярной границе +10°.

При выделении климатических поясов большую роль играет растительность. В. Кеппен отмечает: «Следы жизни на земле наблюдаются почти всюду, но границы произрастания высокоствольных лесов являются прекрасным пределом, резко ограничивающим, с одной стороны, степи и пустыни, с другой, — тундры и снежные поля, хотя в этом случае, как и везде в природе, нет недостатка в переходах». В растительном царстве температура определяет в основном развитие определенных родов или групп растений и богатство их форм.

В известной географической классификации климатов Л. С. Берга выделяются следующие типы климатов:

А. Климаты низин: а) климаты океанов, б) климаты суши.

Б. Климаты возвышенностей: а) климаты нагорий и плато, б) климаты горных систем и отдельных гор.

В низинах выделяются климатические пояса: 1) тундры, 2) тайги, 3) лесов умеренных широт, 4) муссонный, умеренных широт, 5) степей, 6) внетропических пустынь (с холодной зимой), 7) средиземноморский, 8) субтропических лесов, 9) тропических пустынь, 10) саванн (тропических лесостепей), 11) тропических влажных лесов (рис. 29).

На плато и в горах в общем повторяются те же типы климатов, что и в низинах. Кроме того, здесь добавляется климат вечного мороза, где средняя температура самого теплого месяца ниже 0°. Этот тип климата развит на ледяных арктических и антарктических плато, а также на горах выше снеговой линии, или, точнее, выше нулевой изотермы самого теплого месяца. В этом типе климата растительная жизнь, за некоторыми исключениями, относящимися к низшим растениям, не развита, но животные организмы встречаются.

Последовательность вертикальных климатических зон зависит от того, в какой горизонтальной зоне расположена та или иная горная система. Например, в горных районах пустыни можно встретить следующие вертикальные зоны: пустыня, степь, лес, альпийская и снеговая зоны. Климат каждой из вертикальных зон подчиняется тем закономерностям, которые наблюдаются в соответственной горизонтальной зоне. В тропиках даже в снеговой зоне, несмотря на прохладный климат, колебания температуры имеют весьма малую амплитуду.

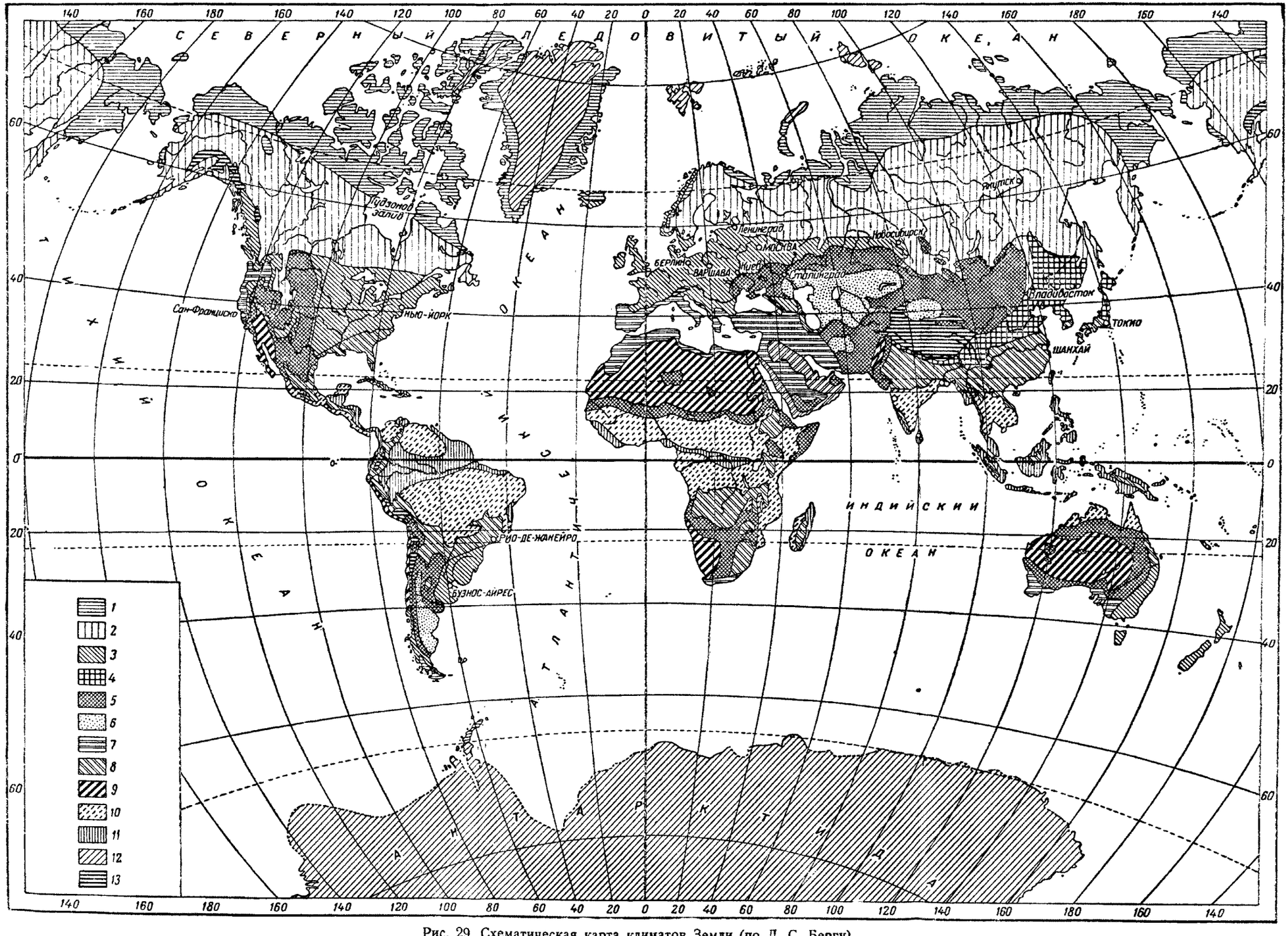


Рис. 29. Схематическая карта климатов Земли (по Л. С. Бергу)

Климаты: *1* — тундры; *2* — тайги; *3* — лесов умеренных широт; *4* — муссонный, умеренных широт; *5* — степей; *6* — внетропических пустынь; *7* — средиземноморский; *8* — субтропических лесов; *9* — тропических пустынь; *10* — саванн; *11* — тропических влажных лесов; *12* — вечного мороза; *13* — возвышенностей (без детализации)

Климатическая характеристика территории СССР

На огромной территории Советского Союза развиты самые разнообразные климатические условия.

Каждой ландшафтной области свойственны свои характерные черты (рис. 30). В общей схеме можно наблюдать последовательное увеличение с севера на юг суммы солнечного тепла, повышение температур, рост испарения и вместе с тем уменьшение облачности, влажности воздуха, снегового покрова.

В Арктике наблюдается низкая температура воздуха, ослабление ветра от побережья материка к центру Арктики, наличие ветров муссонного характера и зональное распространение туманов. Станцией «Северный Полюс» самая низкая температура, равная —44,5°, отмечена в январе, а самая высокая, +2,0°, — в июле.

На юге с Арктикой граничит тундра, характеризующаяся суровой продолжительной зимой и коротким пасмурным летом. Здесь господствуют арктические массы воздуха, вследствие чего температура воздуха круглый год низкая. Однако величина солнечной радиации в отдельные летние дни достигает таких же величин, как в южных районах Советского Союза. Равнинный рельеф тундры благоприятствует свободному перемещению воздушных масс.

Южная граница тундры приблизительно совпадает с июльской изотермой +10°; при более низкой летней температуре деревья не растут. Количество осадков в тундре незначительное: в среднем около 200—300 *мм* в год. К востоку климат тундры делается более суровым. Морозы продолжаются до 8,5 мес. В Сибирской тундре зимняя температура опускается до —50°; в глубине материка она ниже, чем на побережье. Реки в тундре вскрываются в мае — июне, замерзают в октябре — ноябре.

К югу от тундры располагаются тайга — зона лесов с холодной зимой — и зона лесов умеренных широт с теплой зимой.

Тайга характеризуется преимущественно хвойными деревьями и многочисленными болотами. В зоне лесов умеренных широт к хвойным деревьям присоединяются широколистные породы, например дуб. В тайге средняя температура июля колеблется от 10 до 20°, количество осадков 300—500 *мм* в год. Максимум осадков всегда приходится на вторую половину лета. Минимум осадков падает на зиму, когда здесь господствуют антициклональные условия с нисходящими токами воздуха. Типичным климатом лесов умеренных широт является климат Московской области. Климат Ленинграда вследствие близости Финского залива характеризуется более теплой зимой и прохладным летом.

Лесостепь[1] — область, где в современную климатическую эпоху лес надвигается на степь. Северная граница лесостепи

[1] Л. С. Берг (1947) употребляет название лесостепье, которое он считает более правильным с точки зрения русского языка.

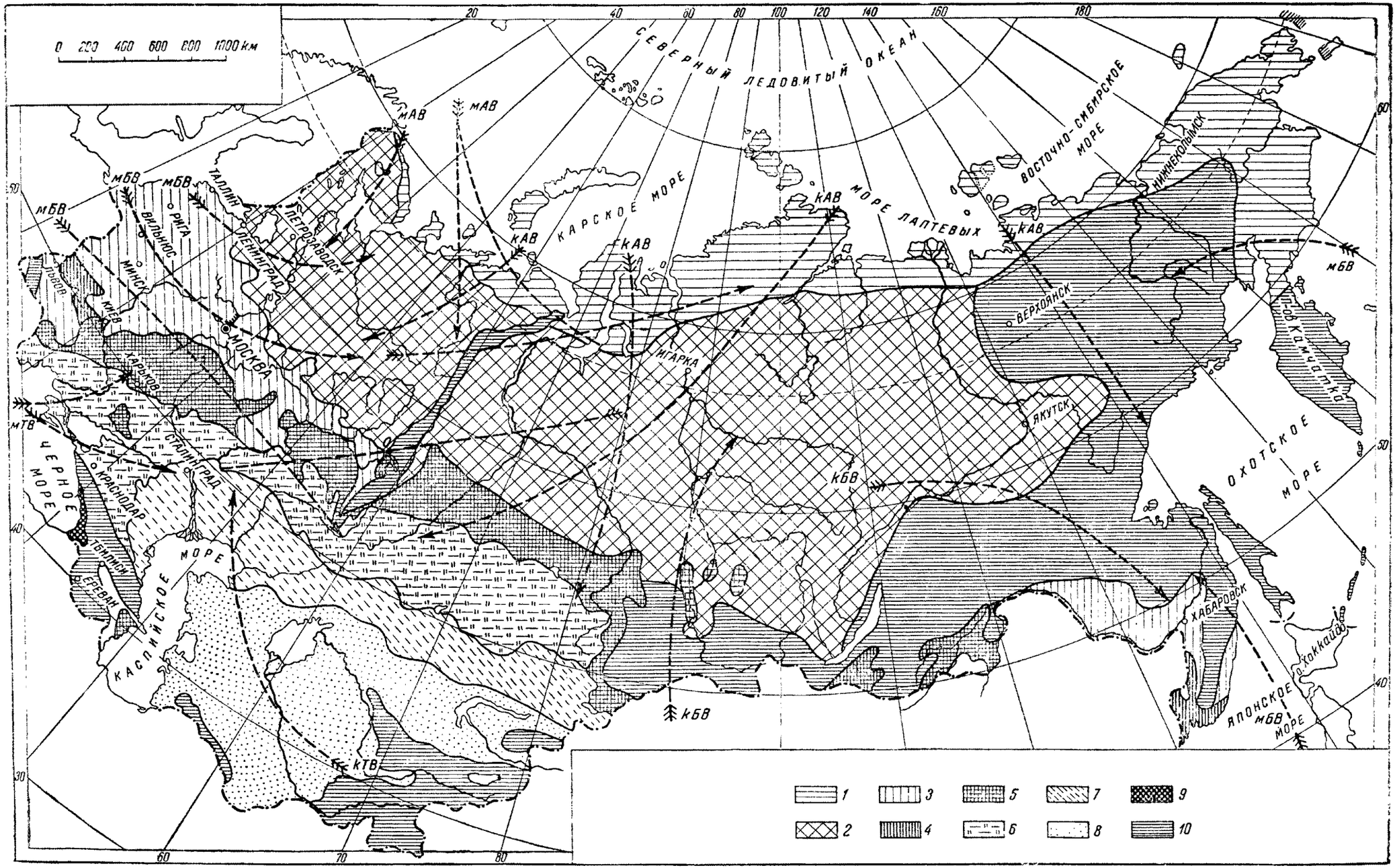


Рис. 30. Карта ландшафтных областей СССР (по Л. С. Бергу, с дополнениями А. А. Борисова)

Ландшафтные зоны: *1* — тундра; *2* — тайга; *3* — смешанные леса; *4* — широколиственные леса; *5* — лесостепье; *6* — степь; *7* — полупустыня; *8* — пустыня; 9 — субтропики; *10* — горные ландшафты. Воздушные массы: мАВ—морской арктический воздух; кАВ—континентальный арктический воздух; кБВ—континентальный бореальный воздух; мТВ—морской тропический воздух; кТВ—континентальный тропический воздух. Стрелки показывают преобладающее направление движения воздушных масс

приблизительно совпадает с июльской изотермой 20° (на уровне моря), южная — с осью полосы повышенных атмосферных давлений, которая идет от Бессарабии к Харькову, Уральску и отсюда к Байкалу. К северу от этой оси климат влажный, к югу гораздо засушливее. На севере часто наблюдаются циклоны, на юге они значительно реже. Максимум осадков наблюдается в июне, как в степях, а на северо-западе — в июле, как в лесной зоне. Минимум осадков падает на январь и февраль.

Степи — сравнительно ровные безлесные пространства, покрытые в течение вегетационного периода травянистой растительностью на почвах типа чернозема. На отдельных участках в степях встречаются небольшие лесные массивы или, наоборот, обнаженные почвы типа солончаков и солонцов. Степная зона отличается сравнительно теплым и сухим летом; средняя температура июля 20—23,5°. Степи имеют резко континентальный климат. Максимум температуры достигает здесь +45°, минимум —50°. Весна наступает в апреле, протекает чрезвычайно интенсивно, и сразу наступает жаркое лето, продолжающееся с половины мая по сентябрь. Средняя относительная влажность воздуха в июне и июле (в 1 час дня) равна 35—45%. Годовое количество осадков 300—450 *мм*, а на юге, в области каштановых степей, меньше: ~ 200 *мм*. Максимум осадков приходится на первую половину лета (июнь). Снеговой покров невысок: на севере 20 *см*, на юге менее 10 *см*.

К югу от степей раскинулись обширные пространства полупустынь и пустынь.

Полупустыни представляют собой зону перехода от степей к пустыням. В полупустынях часто встречаются участки обнаженной почвы, но площадь их меньше площади участков с растительным покровом. Обычно преобладают ковыльно-полынные степи. Почвы и грунты, как правило, сильно засолены, много солончаков, солонцов и соленых озер. Климат засушливый, максимум осадков наблюдается в мае — июне.

Пустыни умеренного пояса, или внетропические пустыни, характеризуются малым количеством атмосферных осадков — обычно менее 150 *мм* в год (вблизи гор больше); максимум осадков приходится на весну; лето жаркое, почти бездождное, зимой бывают морозы. Растительность скудная. Почвы типа сероземов, малогумусные. Много солончаков. Пустыни Советского Союза пересекаются крупными транзитными реками, дающими возможность создать мощные оросительные системы.

В зонах полупустынь и пустынь, как и в степях, нередко наблюдаются сухие горячие ветры — «суховеи».

Не следует путать понятия «засуха» и «суховей».

Засуха является результатом длительного недостатка атмосферной влаги, вследствие которого создается резкое несоответствие между потребностью растений в воде и действительным наличием воды в почве. Состояние засухи часто связано с незна-

чительной величиной осенне-зимнего увлажнения почвы. Засухи, начавшиеся весной, обычно бывают длительными (так как вторая половина лета в СССР вообще бывает более засушливой) и, как правило, охватывают обширные территории. При засухах растения гибнут или частично поражаются, начиная от корневой системы.

Суховеи — ветры, дующие чаще всего с юго-востока и востока со скоростью более 10 *м/сек*. Это ветры среднеазиатского происхождения; возникают они на периферии антициклонов. Высокая температура воздуха, достигающая в середине дня 40°, и низкая влажность (ниже 30%) объясняются адиабатическим процессом при нисходящих движениях воздушных масс. Суховеи поражают растения прежде всего с верхних частей, так как происходит нарушение процесссов транспирации.

Зона субтропических лесов отличается жарким летом; зима настолько теплая, что для многих растений вегетационный период длится в течение почти целого года. Осадков много. Растительность — широколистные леса с примесью вечнозеленых пород. В Колхидской низменности осадки распределены равномерно в течение всего года и сухой период отсутствует. Минимум осадков приходится на май, максимум — на осень и зиму. Весьма велика изменчивость выпадения осадков. Ветры носят муссонный характер. В пределах субтропиков гидрогеологам чаще всего приходится решать вопросы удаления излишних вод и борьбы с оползневыми явлениями.

Рассмотрение климатов территории Советского Союза показывает, что по мере движения с запада на восток также имеет место закономерное изменение климатических особенностей: зимы становятся холоднее, и средняя температура воздуха резко падает.

Отсутствие высоких широтных горных хребтов позволяет переноситься холодным воздушным массам с севера далеко на юг, а теплым — на север. В горных районах можно часто наблюдать большие климатические различия на близком расстоянии; например, у северного подножия Крымских гор средняя годовая температура воздуха равна +10°, а у южного, на берегу Черного моря, +13,1°.

Большую роль в климатических особенностях различных районов играют циклоны и антициклоны. На участке циклона температура воздуха может быть больше, чем на участке антициклона, на 8—10°.

Интересная схема климатического районирования СССР составлена Б. П. Алисовым. На основании генетических признаков Алисов выделяет три широтные климатические зоны: субтропическую, умеренную и арктическую. В субтропической зоне, охватывающей южные части Кавказа и Средней Азии, летом формируется тропический воздух, зимой — более теплая разновидность воздуха умеренной зоны. В умеренной зоне, занимающей наиболь-

шую площадь, формируется полярный воздух. В северной, арктической, зоне — арктический воздух.

В умеренной зоне преобладают горизонтальные перемещения воздушных масс, в связи с чем в этой зоне выделяются три области переноса: атлантическая (западная половина СССР до Енисея), арктическая (территория Сибирской платформы и Верхояно-Ко-

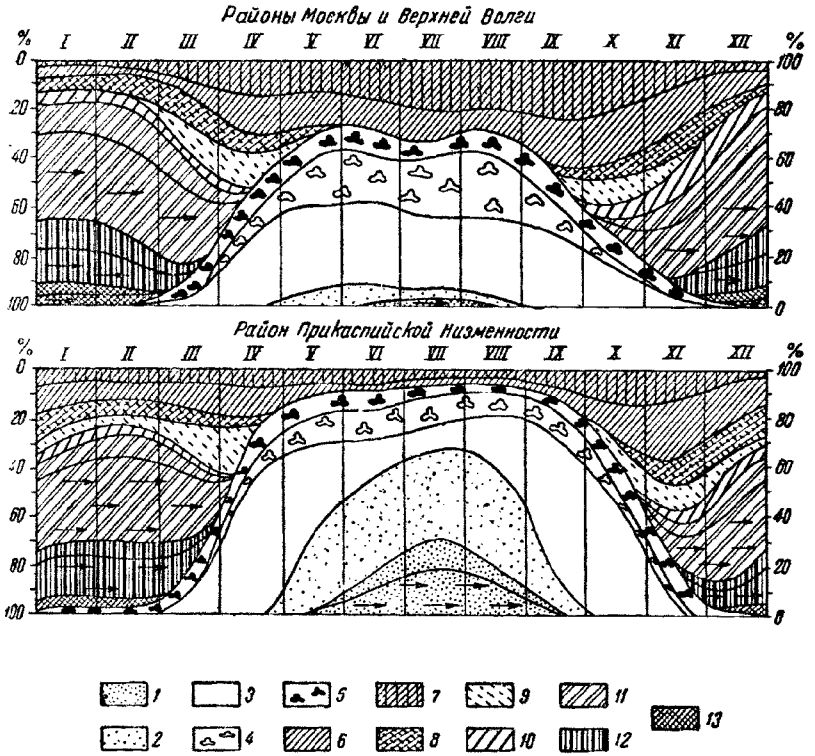


Рис. 31. Графики режима погоды для различных климатических районов (по Л. А. Чубукову)

Типы погоды: *1* — суховейно-засушливая; *2* — умеренно-засушливая; *3* — малооблачная; *4* — облачная днем; *5* — облачная ночью; *6* — облачная без осадков; *7* — дождливая; *8* — облачная с переходом температуры через 0°; *9* — радиационная оттепель (или с морозом ночью); *10* — слабо морозная; *11* — умеренно морозная; *12* — значительно морозная; *13* — сильно морозная. Стрелкой показаны погоды с ветром

лымская горная область) и тихоокеанская (побережье Тихого океана и Камчатка). Последняя включает два района: тихоокеанский субарктический, зимой занятый арктическим воздухом, и муссонный, в пределах которого зимой наблюдается приток континентального восточносибирского воздуха, летом — тихоокеанских воздушных масс.

В пределах Советской Арктики, где происходит формирование воздуха одного типа — арктического, можно различать три района: атлантический, азиатский и тихоокеанский. Зимой последний

район частично захватывается циклонической деятельностью алеутской депрессии.

Очень удобным способом характеристики климата того или иного района является выражение климата через многолетний режим погод; этот способ климатологического анализа применяется в так называемой комплексной климатологии (Е. Е. Федоров, 1921, 1925 гг.; Л. А. Чубуков, 1949, 1951 гг.). Погода каждых суток, характеризуемая наиболее важными чертами, записывается в виде удобных формул и обозначений на отдельных карточках, по которым затем подсчитывается повторяемость погоды в данном месте. На приведенных графиках (рис. 31 на стр. 71), заимствованных из работ Л. А. Чубукова (1951), по оси абсцисс отложены месяцы, по оси ординат — повторяемость дней для различных типов погоды в процентах; эти графики дают четкое представление об отличии климата районов Москвы и Верхней Волги от климата Прикаспийской низменности.

Заканчивая главу о климате, необходимо подчеркнуть значение насаждения полезащитных лесных полос, создания крупных водохранилищ и устройства оросительных систем.

Лесные полосы, многочисленные водохранилища и широкая сеть оросительных каналов, устроенные на месте сухих степей и части пустынь, вызовут прежде всего уменьшение засушливости. Растительность, влажная почва и водоемы будут испарять много влаги; солнечная энергия будет в большей степени затрачиваться на испарение и в меньшей — на нагревание воздуха, что приведет к значительному понижению дневных летних температур. Увеличение количества водяного пара в нижнем слое атмосферы вследствие усилившегося испарения уменьшит потери тепла земной поверхностью в процессе излучения.

Благодаря увеличению общей площади лесных насаждений и водоемов, а также мероприятиям по снегозадержанию удлинится период весеннего снеготаяния. Весенняя умеренно прохладная погода будет удерживаться несколько большее время, что вызовет равномерное нарастание температур, и растения на первых стадиях развития не будут испытывать угнетающего действия жары.

Почвы получат обильное и длительное увлажнение, а грунтовые воды — дополнительное питание (весенний подъем их уровня в зоне лесных полос оказывается больше, чем в открытой степи). Резко уменьшится зрозия почвы, а вместе с ней и вынос из них питательных веществ. Речные паводки станут значительно более низкими и в то же время более длительными.

Глава 6

ВОДА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Поверхностный сток

Атмосферная влага, выпадающая на поверхность земли, если она тотчас не испарится и не просочится в землю, образует капельно-жидкие скопления, которые в виде потоков и ручьев, подчиняясь силе тяжести, перемещаются в направлении к пониженным частям рельефа. Сливаясь вместе, отдельные водотоки превращаются в крупные водные артерии — реки, которые переносят большое количество веществ в растворенном и взвешенном состоянии, совершая огромную геологическую работу.

Так создается поверхностный сток.

Реки имеют огромное народнохозяйственное значение. Не говоря уже о их транспортной роли, реки представляют очень большой интерес с точки зрения гидроэнергетического использования, так как обладают значительным запасом потенциальной энергии.

Реки питаются поверхностными и подземными водами. Роль того или иного вида питания, в зависимости от климатических, геоморфологических и гидрогеологических факторов, для разных рек различна, но обычно почти все реки сопровождаются довольно мощными потоками подземных вод.

Питание поверхностными водами может быть подразделено на следующие виды: дождевое, снеговое, ледниковое, смешанное.

Дождевое питание имеет место в районах с влажным и умеренным климатами. В бассейнах малых рек ливневые осадки обычно вызывают резко выраженные паводки.

Снеговое питание имеет большое значение в умеренном климате, свойственном большей части территории СССР. Накопившиеся за зиму массы снега во время весеннего таяния образуют мощный паводок, составляющий 50% всего стока, а иногда и более.

Ледниковое питание наблюдается в горных странах и по их окраинам. Здесь воды, образующиеся в результате таяния ледников (преимущественно в летнее время), поступают в реку и питают грунтовые воды прибрежных участков.

Смешанное питание, например дождевое и ледниковое или снеговое и дождевое, — весьма распространенный вид питания. Так, р. Кубань, питающаяся в горах ледниками, получает в предгорьях и на равнине дополнительное дождевое и снеговое питание.

Если рассматривать питание рек в течение года, то оно, как правило, бывает смешанным. Весной и в начале осени реки

питаются преимущественно за счет поверхностных вод, а летом, во время засухи, и зимой подземные воды часто являются единственным источником их питания.

Все вопросы, связанные с изменениями, происходящими в водоемах (реках, озерах и др.) в течение времени, входят в учение о режиме вод.

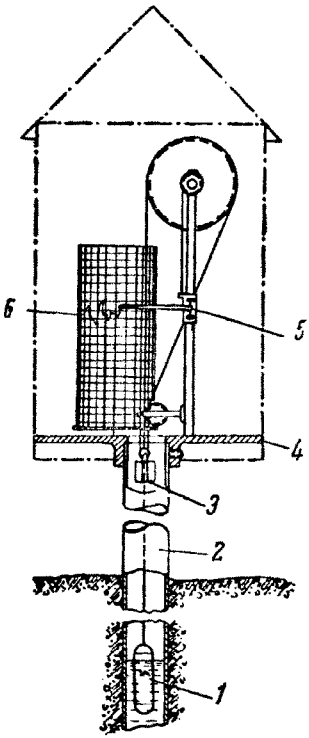


Рис. 32. Поплавковый лимниграф

1 — поплавок; *2* — труба; *3* — шнур с регулирующим грузом; *4* — подставка для прибора; *5* — рычаг с самопишущим пером; *6* — барабан с часовым механизмом

Р е ж и м о м р е к и называются закономерные колебания во времени всех элементов ее жизни, в первую очередь уровня и расхода воды. Уровень реки — это высота свободной поверхности воды над некоторой условной плоскостью. Измерение уровня представляет собой вполне доступный и дешевый способ изучения режима реки, который можно непрерывно осуществлять на гидрометрических постах.

Колебания уровня воды в реке вызываются главным образом изменениями расхода, но иногда они происходят и от иных причин, например от отложения в русле наносов, углубления русла естественным или искусственным путем, воздействия искусственных сооружений, действия ветра, загромождения русла ледяными массами или его зарастания.

Колебания уровня воды в каждом пункте реки происходят непрерывно, поэтому наблюдения за ними целесообразно вести, используя самопишущие приборы — лимнографы, которые применяются для регистрации уровней воды и в колодцах (рис. 32).

Если на одном графике расположить кривые наблюдений за уровнем воды на различных гидрометрических постах, можно получить наглядную картину хода половодья и паводка вдоль реки (рис. 33).

По данным многолетних наблюдений на водомерных постах можно установить значения ряда важных в теоретическом и практическом отношении характерных уровней. Например, выделяются следующие уровни: 1) весеннего половодья, происходящего в результате таяния зимних запасов снега; 2) весеннего ледохода, когда происходит загромождение русла реки и образуются заторы; 3) летнего паводка, вызываемого быстрым подъемом воды при выпадении ливневых осадков; 4) осеннего ледохода и 5) зимнего

периода, когда река покрыта льдом. Все эти уровни в различные годы могут иметь разные отметки; регистрация их имеет большое значение при гидрогеологических исследованиях, так как между поверхностными и подземными водами в тот или иной период может устанавливаться определенная гидравлическая связь. Для каждой реки можно составить типовой график, на который нано-

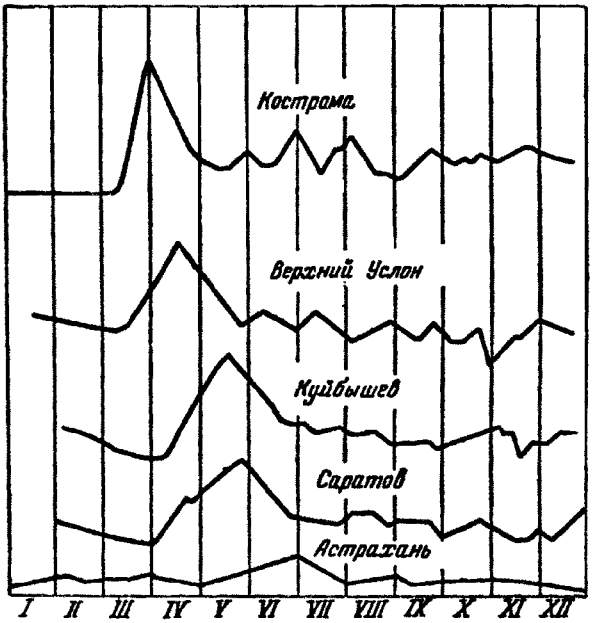


Рис. 33. Схема колебаний уровня воды в различных пунктах р. Волги

сятся характерные уровни в различные моменты ее жизни (рис. 34).

Амплитуда колебаний уровня воды, т. е. разность между отметкой наивысшего и наинизшего уровней воды $H_{макс} - H_{мин}$ имеет большое значение при гидротехнических расчетах. Амплитуда колебаний уровня Волги в различных пунктах различна и изменяется в пределах от 4 до 15 *м*, амплитуда колебаний уровня Днепра колеблется от 3 до 9 *м* и т. д.

При изучении кривой колебаний уровня той или иной реки необходимо учитывать количество максимумов и минимумов, а также их приуроченность к тому или иному времени года. В наиболее простом случае наблюдается один максимум и один минимум. Наличие нескольких пиков может объясняться несовпадением максимумов уровня главной реки и ее притоков или несколькими источниками питания реки (например, первый пик может быть связан с весенним паводком, обусловленным таянием снега,

второй — с летним таянием ледников и дополнительно с паводком, вызванным дождями).

Заслуживает внимания и форма кривой на участке, соответствующем прохождению паводка. Для больших рек равнинного типа кривые имеют сравнительно пологие ветви подъема и спада, для средних и малых рек уклоны этих ветвей значительно круче.

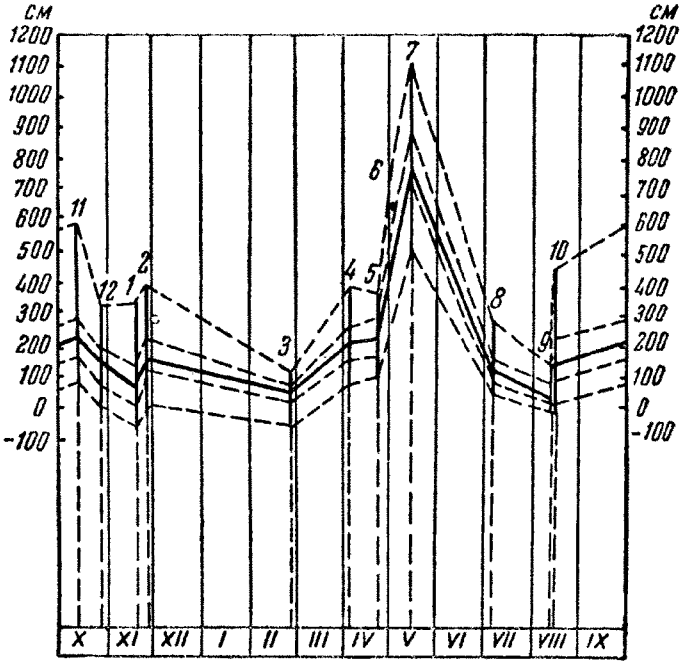


Рис. 34. Типовой график колебаний уровня реки (средняя полоса Европейской части СССР)

1 — ледостав; *2* — уровень в первые дни ледостава (максимальный); *3* — зимний минимум; *4* — зимний максимум; *5* — вскрытие; *6* — конец ледохода; *7* — весенний максимум; *8* — конец спада; *9* — летний минимум; *10* — летний паводок; *11* — осенний максимум; *12* — начало осеннего ледохода

Начало зимнего сезона определяется появлением устойчивых отрицательных температур воздуха, а его конец — очищением реки от льда. В зимнем периоде жизни реки различают три характерных этапа: замерзание, ледостав и вскрытие. Зимний расход (при наличии ледяного покрова) $Q_{зимн}$ при том же уровне, как правило, меньше летнего расхода $Q_{летн}$.

Весной нередко огромную силу приобретают ледяные заторы, в особенности на северных реках, текущих с юга на север, где вскрытие более северных участков запаздывает по сравнению с южными.

Кроме рек, в поверхностном стоке большую роль играют озера, которые можно назвать водоемами с замедленным стоком или замедленным водообменом.

Озерность выражается коэффициентом, представляющим собой отношение площади озер, расположенных в бассейне какой-либо реки, к площади этого бассейна. Развитие озер в речных бассейнах играет большую роль в режиме стока. Озера регулируют равномерность течения рек, уменьшая влияние выпадения осадков и таяния снега на колебания уровня воды.

Некоторые реки берут начало из озер, питающихся другими реками. В таком случае река, изливающая воды озера в море, при относительно коротком протяжении может иметь очень большую площадь питания. Примером подобной реки может служить вытекающая из Ладожского озера Нева, длина которой составляет всего 75 *км* при площади питания до 282 000 *км*^{2}.

В зависимости от образования озерного ложа выделяются озера: а) плотинные, б) котловинные и в) смешанные.

К числу плотинных озер относятся озера речные, долинные и прибрежные, образовавшиеся или вследствие перекрытия долины глинистыми отложениями (обвалами), или из речных стариц (пойменные озера) или иным путем. Кроме естественных озер, на территории Советского Союза большое развитие получили искусственные запрудные водоемы (особенно в южных районах) и огромные водохранилища, созданные при гидротехническом строительстве (Рыбинское водохранилище, Цымлянское море и т. п.). На берегах морей (Черного, Азовского и др.), вследствие затопления устьевых частей рек и отделения их от моря песчано-галечными валами или косами, получают распространение прибрежные озера — лагуны и лиманы.

Среди котловинных озер выделяются моренные, карстовые, тектонические и т. д.

Смешанные озера возникают в результате действия различных факторов.

По характеру стока озера можно разделить на сточные и бессточные. Последние отличаются тем, что поступающая в них вода расходуется только на испарение. Эти озера обычно встречаются в засушливых областях. Некоторые озера называют подземносточными, так как сток из них осуществляется подземным путем.

Режим озера, т. е. закономерные колебания всех его элементов во времени, определяется приходом и расходом воды, поэтому изучение водного баланса озер имеет большое значение. Зная водный баланс озера, можно активно воздействовать на него в интересах народного хозяйства. Такое воздействие в настоящее время оказывается на баланс озера Севан в Армении, где создается каскад гидростанции, и на баланс крупнейшего озера в мире — Каспийского моря, которое в 1952 г. соединено Волго-Донским судоходным каналом имени В. И. Ленина с бассейном Черного моря.

Характеристика стока. Величину стока обычно определяют для площади всего бассейна реки в нижней ее точке. Эта величина играет важную роль при решении гидротехнических задач.

Сток из бассейна той или иной реки определяется по данным о расходах воды в ней, получаемым гидрометрическими станциями и постами. Расход, т. е. объем воды, протекающей через данное живое сечение реки в единицу времени, обычно вычисляют на основании замеров уровней воды в реке с помощью расчетов, подробно рассматриваемых в курсе гидрометрии.

Чтобы определить величину расхода воды в каком-либо поперечном сечении (створе) реки, измеряют скорости течения реки в этом створе (вертушками, поплавками и др.). Расход Q (обычно выражаемый в кубических метрах в секунду) получают умножением средней скорости v на площадь сечения F:

$$Q = vF.$$

Коэффициентом стока η называется отношение стока y за данный период к количеству выпавших за тот же период в бассейне осадков x:

$$\eta = \frac{y}{x}.$$

Коэффициентом весеннего стока $\eta_в$ называется отношение стока $y_в$ за весенний период к количеству осадков x_1, выпавших за холодное время:

$$\eta_в = \frac{y_в}{x_1}.$$

Нормой стока y_0 называется среднеарифметическая величина стока за длительный период (40—50 лет), которая может быть выражена:

1) средним многолетним расходом Q_0 в *м³/сек*;

2) средним многолетним модулем M_0 в *л/сек* с 1 *км²*; последний представляет собой средний многолетний расход Q_0 воды, стекающей в реку с единицы поверхности водосборного бассейна:

$$M_0 = \frac{Q_0}{F} \cdot 10^3;$$

3) средней многолетней высотой слоя стока h_0 в *мм/год*;

4) средним многолетним объемом стока W_0 в *м³/год*.

Высота слоя стока h_0 *мм* и объем стока W_0 *м³* связаны между собой следующими отношениями:

$$h_0 = \frac{W_0}{F \cdot 10^3}$$

и

$$W_0 = h_0 F \cdot 10^3 \ м^3.$$

Для пересчета величины модуля стока M_0, выражаемого в *л/сек* с 1 *км*², на высоту слоя стока h_0, выражаемую в *мм*, и обратно, можно составить уравнение, в котором $31{,}5 \cdot 10^6$ — число секунд в году:

$$\frac{M_0 F \cdot 31{,}5 \cdot 10^6}{10^3}\ м^3/год = h_0 F \cdot 10^3\ м^3/год,$$

откуда

$$M_0 = \frac{h_0}{31{,}5}$$

или

$$h_0 = 31{,}5 M_0.$$

В табл. 10 и 11 показано соотношение между этими величинами.

Таблица 10

Модуль стока M_0 в *л/сек*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Высота слоя стока h_0 в *мм*	31,5	63	94,5	126	158	189	220	252	284	315

Таблица 11

Высота слоя стока h_0 в *мм*	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Модуль стока M_0 в *л/сек*	0,317	0,634	0,951	1,27	1,58	1,90	2,22	2,54	2,85	3,17

Модульный коэффициент K — отвлеченное число, представляющее собой отношение стока (выраженного в любых единицах) за определенный период i к норме стока (выраженной в тех же единицах):

$$K_i = \frac{M_i}{M_0} = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{W_i}{W_0} = \frac{h_i}{h_0}.$$

Для периодов, имеющих сток выше нормы, величина K больше единицы, а для периодов со стоком ниже нормы — меньше единицы. В некоторых засушливых районах иногда $K = 0$.

Модульные коэффициенты могут характеризовать годовой, сезонный, месячный стоки.

Чтобы построить карту изолиний многолетних модулей стока (рис. 35), нужно определить значения многолетних модулей стока в центрах тяжести соответствующих водосборов. На территории СССР значения модуля стока изменяются от 0,5 до 75 *л/сек* с 1 *км*². Наименьшие величины модули стока имеют в Арало-

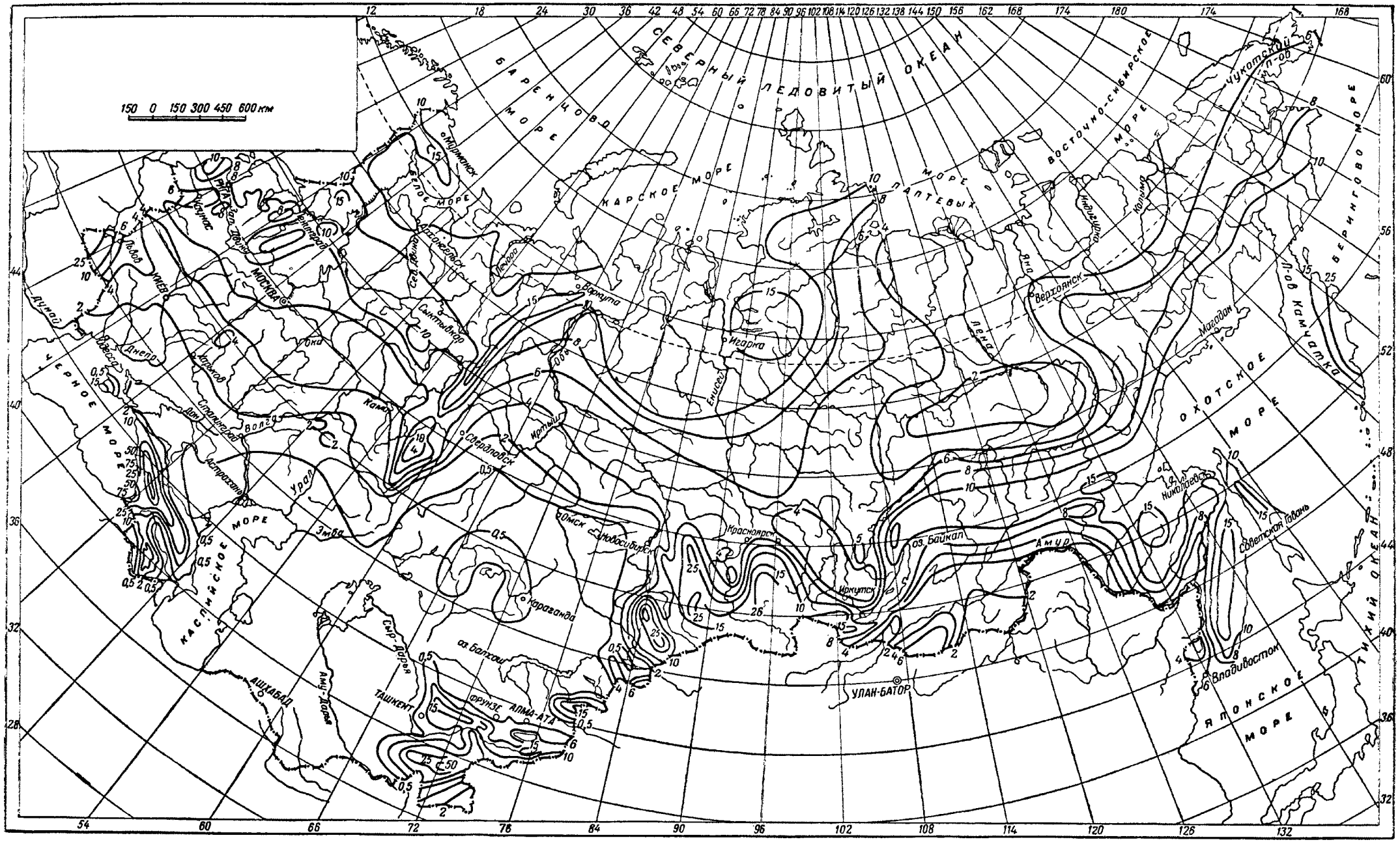


Рис. 35. Карта среднего многолетнего модуля стока рек СССР в изолиниях (по Б. Д. Зайкову)

Каспийской области, наибольшие — в высокогорной части Кавказа.

В равнинной области Европейской части СССР модули стока убывают с севера на юг. Средние модули для Западной Европы выше, чем в СССР, и достигают 200 *л/сек* (например, на западных склонах Скандинавского полуострова). Средний модуль стока для Европы около 7,4 *л/сек*.

Рассматривая рис. 35, необходимо помнить, что значение модуля стока той или иной водосборной площади не определяется изолинией, пересекающей реку в створе, замыкающем интересующую площадь. Если требуется определить сток с некоторой водосборной площади F, то путем интерполяции надо найти значение модуля стока в центре тяжести этой водосборной площади. Допустим, что оно равно 4,6 *л/сек* с 1 *км*^{2} (хотя замыкающий створ может находиться на изолинии, соответствующей стоку, например 3,9 *л/сек* с 1 *км*^{2}). Умножая 4,6 *л/сек* на величину F, выраженную в квадратных километрах, получим средний годовой расход в литрах в секунду.

Факторы стока. Процессы стока зависят от различных факторов, часто действующих в противоположных направлениях. Из физико-географических факторов, влияющих на сток, главнейшими являются климатические, геоморфологические, почвенно-геологические, а также растительность и искусственные факторы.

Климатические факторы — наиболее важные. Нет осадков — нет стока. При наличии осадков и высокой испаряемости имеет место незначительный сток. Большое количество осадков при малом испарении обусловливает наибольший сток.

Существует много методов для установления количественной связи между отдельными метеорологическими элементами и стоком. Но все они действительны лишь для определенных районов.

Русский ученый Э. Ольдекоп выделил 3 типа речных бассейнов, различающихся по соотношению между осадками x, стоком y и испарением z. Каждому типу соответствует своя графо-аналитическая зависимость — уравнение прямой линии:

1 тип	р. Ока:	$z = 0{,}90x - 58$ $y = 0{,}10x + 58$	преобладающая роль испарения
2 тип	р. Дальэльф:	$z = 0{,}05x + 140$ $y = 0{,}95x - 140$	преобладающая роль стока
3 тип	р. Эльба:	$z = 0{,}58x + 103$ $y = 0{,}42x - 103$	промежуточный тип

Для Днепра соответственные уравнения будут:

$$z = 0{,}95x - 95;$$

$$y = 0{,}05x + 95,$$

т. е. эта река приближается к 1 типу.

В действительности существует множество типов рек по характеру связи стока с осадками. Общий вид кривой зависимости стока

от осадков показан на рис. 36, составленном по материалам 70 бассейнов Европейской части СССР. Д. Л. Соколовский (1952) обращает внимание на то, что прямолинейные связи наблюдаются только на небольших отрезках общей кривой, причем точки, соответствующие бассейнам, расположенным в областях недостаточного увлажнения, находятся на нижнем конце кривой, имеющей небольшой уклон к оси абсцисс. Точки, соответствующие бассейнам, расположенным в областях достаточного увлажнения, расположены в верхнем конце кривой, где она имеет угол наклона, близкий к 45°.

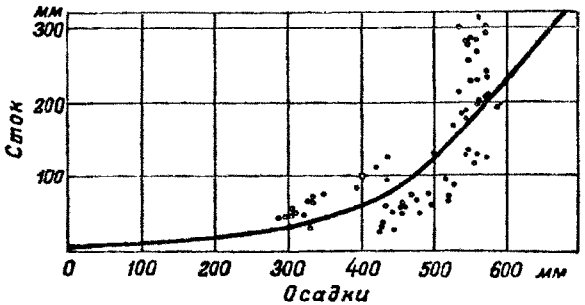


Рис. 36. Кривая зависимости стока от осадков для речных бассейнов Европейской части СССР (по Д. Л. Соколовскому)

М. А. Великановым и Д. Л. Соколовским на основании данных по 18 равнинным бассейнам средней полосы СССР и Германии была выведена формула, устанавливающая связь коэффициента стока η с дефицитом влажности воздуха d:

$$\eta = 1 - \sqrt{\frac{d}{4{,}8}}.$$

Для горных районов формула Великанова и Соколовского неприменима. При пользовании этой формулой для северных районов получается большое преуменьшение стока.

С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель дали иную формулу:

$$\eta = \frac{11}{d^3\sqrt{d} + 11}.$$

По вычислениям Б. В. Полякова, фактическим наблюдениям больше всего соответствует простая формула:

$$\eta = \frac{9}{d^3 + 9}.$$

Эта формула позволяет по дефициту влажности воздуха приближенно вычислить коэффициент стока для территории, где физико-географические условия более или менее однородны.

На рис. 37 дано графическое толкование приведенных формул. На графике нанесены фактические значения η и d по 172 точкам.

Для увеличения точности расчета Поляков вводил в формулу географический коэффициент k. Для Европейской части СССР составлена карта изолиний этого поправочного коэффициента.

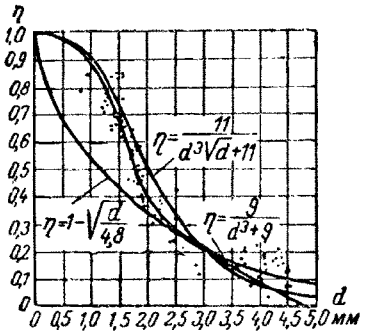


Рис. 37. Приближенная зависимость коэффициента стока от дефицита влажности воздуха

П. С. Кузин (1950) на основании данных об осадках и стоке по основным водосборам СССР вычислил для этих бассейнов величины испарения (осадки минус сток) и коэффициенты стока (отношение стока к осадкам). Результаты этих вычислений приведены в табл. 12.

Данные табл. 12 показывают, что наиболее обеспечены стоком в Европейской части Советского Союза его северные и северо-западные области — бассейны Баренцова, Белого и Балтийского морей, а в Азиатской — бассейны Берингова, Охотского и Японского морей. Наименее обеспечены стоком южные и особенно юго-восточные районы СССР. В Средней Азии сток происходит только по крупным рекам.

Таблица 12

Бассейны стока	Площадь, тыс. км²	Осадки		Испарение		Сток		Коэффициент стока
		см	км³	см	км³	см	км³	
Баренцово и Белое моря	1 000	50	500	15	154	35	346	0,70
Балтийское море	600	63	378	37	220	26	158	0,42
Черное и Азовское моря	1 200	55	660	42	502	13	158	0,24
Каспийское море . . .	2 900	40	1 160	30	876	10	284	0,24
Аральское море и другие бессточные озера и реки Средней Азии	2 000	22	440	17	346	5	94	0,21
Карское море	6 100	42	2 560	23	1 394	19	1 166	0,45
Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское	4 600	29	1 330	10	448	19	882	0,66
Берингово, Охотское и Японское моря . . .	3 200	50	1 600	23	750	27	850	0,53
Всего по СССР	21 600*	40	8 628	22	4 690	18	3 938	0,46

* Общая площадь СССР (с островами и окраинными морями) составляет 22,3 млн. км².

Общее количество осадков для всего СССР за год составляет слой в 400 *мм* или ~ 8600 *км*³. Величина стока за год определяется в 180 *мм* или ~ 3900 *км*³. Разность между количеством осадков и стоком составляет величину испарения с поверхности суши, равную в среднем 220 *мм* или 4700 *км*³.

Таким образом, общий объем воды, стекающей ежегодно с территории СССР, соответствует примерно 16 объемам годового стока Волги. В эту величину входит и подземная составляющая стока. В СССР основная масса речного стока приходится на весеннее время, когда происходит интенсивное снеготаяние, поэтому весеннее половодье требует особого внимания. Распределение стока в течение года в различных ландшафтных зонах Европейской части СССР показано в табл. 13 (по Б. В. Полякову).

Таблица 13

Ландшафтные зоны	Распределение стока в % от годового												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
Тундра . . .	0,8	0,5	0,8	1,5	32,4	35,0	6,6	2,6	4,5	10,0	3,7	1,5	100
Лесная зона .	2,1	1,7	1,7	3,5	37,5	12,6	9,6	3,3	4,6	9,6	9,5	3,3	100
Лесостепь . .	2,5	2,9	3,9	39,6	18,0	6,5	6,3	5,0	4,3	4,6	3,3	3,1	100
Степь	1,8	2,0	2,1	48,0	22,4	9,7	2,0	3,2	2,1	2,3	2,8	1,6	100
Полупустыня	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	100

В равнинных частях Советского Союза обычно наблюдается общее понижение величины коэффициента стока с севера на юг (рис. 38), что объясняется главным образом увеличением испарения в том же направлении в теплый период года. У рек с ледниковым питанием наблюдается явная связь между температурой и расходом (рис. 39).

К геоморфологическим факторам относится рельеф, а также форма и размер бассейна.

В гористом бассейне сток происходит более интенсивно. Это иллюстрируется табл. 14, составленной на основе наблюдений

Таблица 14

Категории гористости	Элементы водного баланса в *мм*		Коэффициент стока
	осадки	сток	
I	1 174	600	0,51
II	795	258	0,32
III	732	202	0,28
IV	710	196	0,28
V	631	138	0,22

П. Вуейвича в бассейне Тиссы. Наиболее гористый участок (I категория) имеет наивысший коэффициент стока, на низинном участке (V категория) коэффициент стока наименьший.

Обычно для бассейнов горных рек коэффициент стока равен 0,50—0,90.

Форма речного бассейна и системы притоков также имеет большое значение для стока. При веерообразном расположении

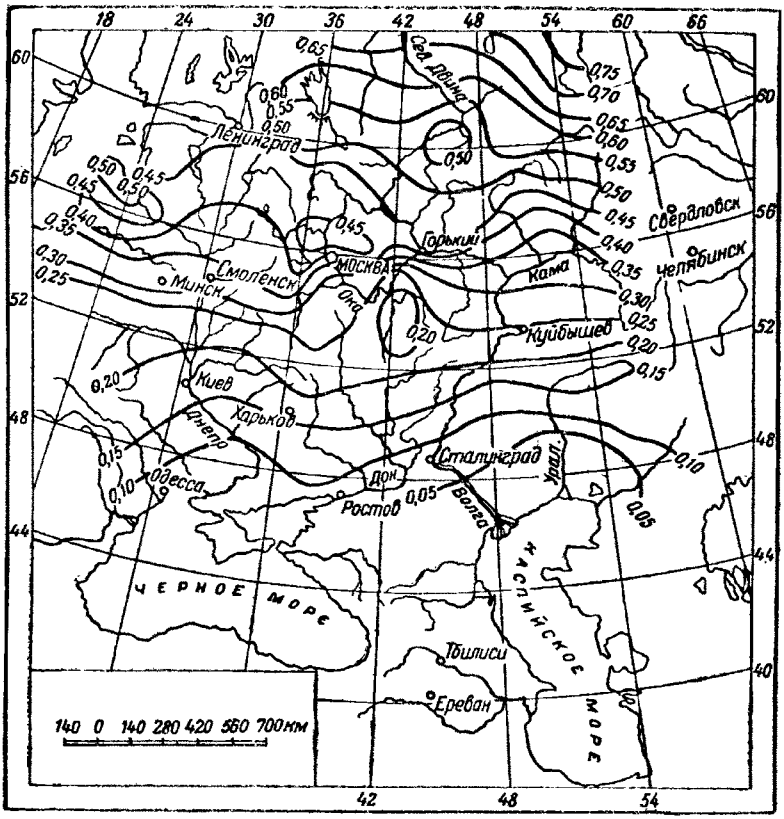


Рис. 38. Карта изолиний среднего годового коэффициента стока

притоков происходит более или менее одновременное и быстрое поступление воды в главную реку; при ярко выраженной удлиненной форме бассейна сток может происходить неравномерно в отдельных его частях, особенно в случае неравномерности метеорологических явлений.

Размер бассейнов особенно сильно влияет на величину стока в районах, где развиты ливневые осадки. Относительные значения максимальных ливневых расходов (по отношению к обычным, нормальным) возрастают тем больше, чем меньше площадь бассейна данной реки. С увеличением размеров бассейна сток более равномерно распределяется во времени. Кроме того,

с увеличением размеров бассейна повышается удельный вес подземного питания.

Наиболее отчетливо величина площади бассейна сказывается на продолжительности и характере весеннего стока. Большое влияние на последний оказывают также форма и ориентировка бассейна. На реках, протекающих с юга на север, вместе с волной полых вод вниз по реке продвигается и фронт снеготаяния. Это вызывает постоянный приток новых масс талых вод и концентрацию половодья. Обратная картина наблюдается на реках, протекающих с севера на юг, вследствие чего половодье получается распластанным.

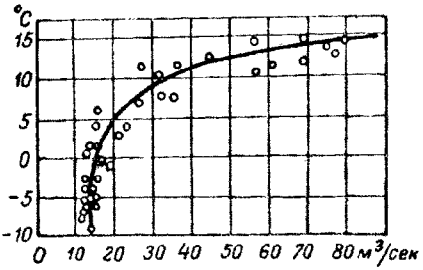


Рис. 39. Зависимость стока горной реки от температуры воздуха ледникового бассейна

При оценке влияния геоморфологических факторов на формирование стока необходимо учитывать густоту речной сети.

Под густотой речной сети D понимают отношение общего протяжения ΣL всех рек данной системы, расположенных на данной площади, к величине этой площади F:

$$D = \frac{\Sigma L}{F} \text{ км/км}^2.$$

На густоту речной сети влияют следующие условия:

а) водопроницаемость горных пород; чем она больше, тем густота речной сети меньше;

б) рельеф и высота над уровнем моря; в горных районах густота речной сети обычно больше;

в) количество атмосферных осадков; большое количество их благоприятствует развитию речной сети;

г) характер почв и растительного покрова.

Для некоторых равнинных районов, сложенных водопроницаемыми породами, густота речной сети составляет 0,3—1 км/км², а для горных районов, при относительно водонепроницаемых породах, она может достигать 100—170 км/км².

Весьма характерно, что если два бассейна находятся в однородных физико-географических условиях, но имеют различно развитую речную сеть, то больший сток наблюдается в бассейне с большей густотой речной сети (рис. 40).

Почвенно-геологические факторы оказывают совместное влияние на процессы стока. При легко проницаемых почвах и породах (например, песках) поверхностный сток и испарение обычно меньше, чем при труднопроницаемых и влагоемких (например, суглинках или торфе). Большое значение для стока имеет состояние почвы и пород (рыхлое, влажное, мерзлое и т. п.).

Инфильтрация осадков в почвы и породы связана с коэффициентом стока: с увеличением коэффициента стока инфильтра-

ция уменьшается. Но вследствие испарения осадки могут не дать значительной инфильтрации и при небольшом стоке, особенно в засушливых районах, где большая часть осадков расходуется на испарение. Значения коэффициентов инфильтрации приближенно могут быть определены лизиметрами. На практике расходование и накопление влаги определяются путем комплексного анализа режима метеорологических элементов в данном году (рис. 41).

Геологическое строение играет огромную роль в распределении поверхностного и подземного стоков.

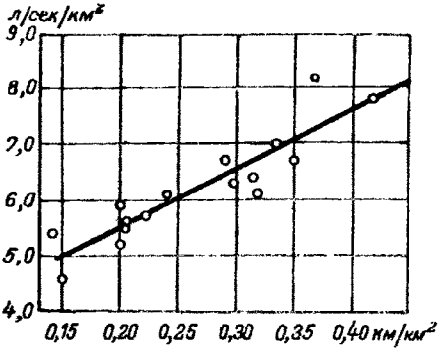


Рис. 40. Связь модуля стока с густотой речной сети

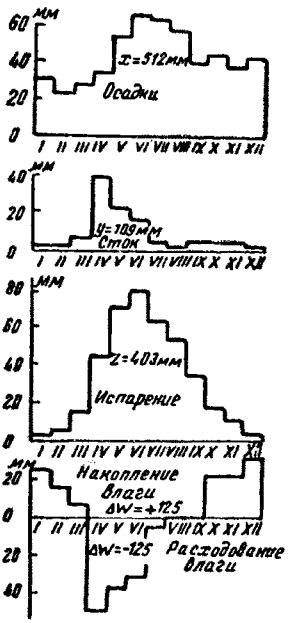


Рис. 41. Схема изменений запасов влаги в течение года (р. Воронеж)

Например, в бассейне оз. Севан, расположенном в области трещиноватых андезито-базальтовых лав, большой процент приходится на подземный сток, что обусловливает внутригодовое выравнивание стока. Такого характера сток наблюдается также в речных долинах горных рек, выполненных крупнообломочным материалом.

Влияние геологического строения на сток иллюстрируется табл. 15 на примере одного бассейна.

Весьма своеобразное распределение стока наблюдается в карстовых районах, где часто происходит полное поглощение поверхностных вод. При изучении поглощения следует различать поглощение на площади бассейна и поглощение руслом реки. С этими вопросами гидрогеологам приходится сталкиваться при борьбе с подземными водами, когда месторождение находится в условиях сильно обводненных закарстованных пород и горные выработки вовлекают в свою сферу воды прилегающих рек. Такое явление наблюдается, в частности, на некоторых месторождениях Северного Урала.

Таблица 15

Геологические условия бассейна	Водный режим
Район развития глинистых сланцев	После каждого сильного дождя наблюдается отчетливо выраженный паводок. Подземное питание небольшое
Район распространения андезито-дацитовых лав с резко выраженной вертикальной призматической отдельностью	Просачивающиеся вглубь атмосферные осадки питают многочисленные родники, которые служат главным источником питания реки, отличающейся равномерным режимом стока
Район развития карстовых известняков	Сток наблюдается только во время дождей; в остальное время он полностью поглощается трещинами в русле реки

Влияние растительного покрова на сток значительно. Он задерживает сток, увеличивая время добегания атмосферной влаги до русла реки и способствуя инфильтрации осадков в почву.

Существует мнение, что лес задерживает влагоносные ветры, способствует образованию восходящих токов воздуха и благоприятствует выпадению осадков.

Кроны деревьев уменьшают нагревание почвы в лесу, что снижает испарение с поверхности. Если почва покрыта сухой листвой, то она испаряет 55%, а если хвойными иглами, то 30—40% от испарения обнаженной почвы.

Лес задерживает таяние снега иногда до 20—30 суток. Это вызывает настолько сильное повышение уровня подземных вод, что накопленные запасы влаги могут питать грунтовые воды прилегающих к лесу участков в течение продолжительного времени.

Лесная почва имеет более рыхлую структуру, вследствие чего скорость инфильтрации атмосферных осадков в лесной полосе превышает скорость инфильтрации в степи в полтора раза.

Лес способствует лучшему внутригодовому распределению стока.

Характеризуя влияние леса на грунтовые воды, иногда ссылаются на исследования П. В. Отоцкого. По его наблюдениям, уровень воды под лесом вследствие транспирации оказывается ниже уровня в соседних участках. Однако из этого нельзя делать вывод, что лес иссушает почву, так как понижение уровня под лесом наблюдается лишь в определенный период, после чего уровень воды восстанавливается и даже превышает ее уро-

вень в безлесных участках. По наблюдениям в Каменной степи (Воронежская обл.), весной и даже летом подземные воды степи большую часть вегетационного периода питаются водами, накопленными в лесной полосе (рис. 42).

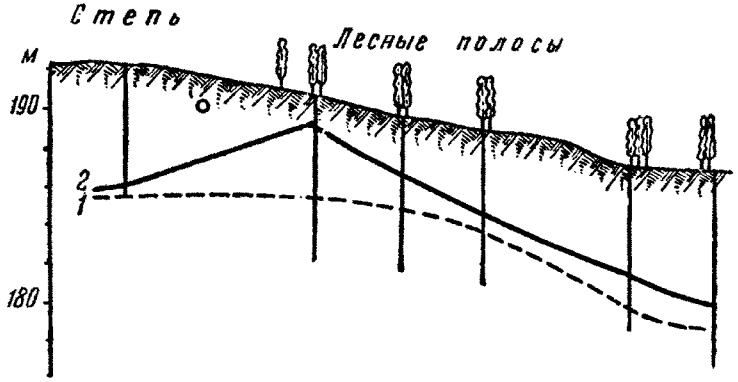


Рис. 42. Схема накопления влаги в лесных полосах Каменной степи (по Г. Ф. Басову)

1 — уровень подземных вод зимой; *2* — то же весной

Искусственные факторы. Агротехнические мероприятия и возведение гидротехнических сооружений также оказывают влияние на сток.

Многие агротехнические мероприятия, например зяблевая вспашка, пахота склонов вдоль горизонталей, приводят к уменьшению стока (табл. 16).

То же самое происходит и в результате задержания снега на полях и предотвращения сдувания его в балки.

Таблица 16

Характер поверхности почвы	Уклон	Количество осадков *мм*	Сток *мм*	Коэффициент стока
Целина	0,04	70	23,5	0,33
Продольная пахота	0,04	66	3,3	0,05
Поперечная пахота	0,04	64	0,37	0,006
Целина	0,08	69	31,6	0,46
Продольная пахота	0,08	64	2,5	0,04
Поперечная пахота	0,08	66	0,8	0,012

Гидротехнические сооружения — каналы, гидростанции, водохранилища и др.— создают значительные изменения в распределении стока. Их необходимо учитывать при изучении стока, так как масштабы строительства все время возрастают. В результате изменяются формы и размеры бассейнов стока, условия испарения и балаис вод; кроме того, иногда соединяются соседние бассейны.

В качестве примера изменения режима поверхностного стока под влиянием гидротехнического строительства приводим график колебаний уровня воды в Волге у г. Ярославля до и после устройства Рыбинского водохранилища (рис. 43). Соответственно меняется и режим связанных с водохранилищем подземных вод.

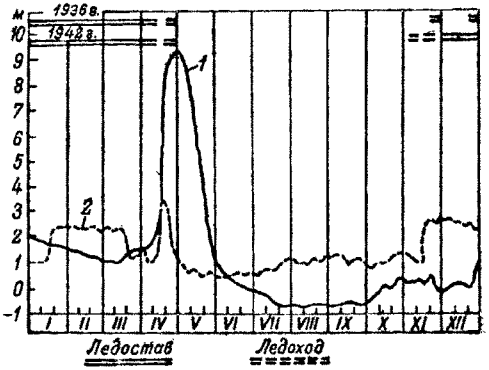


Рис. 43. График колебаний уровня воды в р. Волге у г. Ярославля (по П. С. Кузину) *1* — в 1936 г., до образования Рыбинского моря; *2* — в 1942 г., после образования Рыбинского моря

Классификация рек

Многообразие и сложность режима рек определяется сочетанием физико-географических факторов.

Первой классификацией рек, получившей широкое распространение и сохранившей свое значение до настоящего времени, является классификация А. И. Воейкова. Так как из всех физико-географических условий бассейна наибольшее влияние на водный режим оказывает климат, в этой классификации отражено влияние климатических факторов на характер питания рек и внутригодовое распределение стока.

С некоторыми изменениями, внесенными впоследствии, классификация Воейкова сводится к следующему.

Реки подразделяются на три главные группы:

I. Реки, источниками питания которых служат талые воды (лед и снег).
II. Реки, питающиеся только дождевыми водами.
III. Реки, питающиеся как талыми, так и дождевыми водами.

Перечисленные группы делятся на следующие подгруппы:

I_1. Реки холодного пояса, питающиеся водой, образующейся от таяния снега на равнинах и невысоких горах (до 1000 *м*). Бо́льшую часть воды они получают при весеннем снеготаянии (реки Северной Сибири, Северной Америки).

I_2. Реки, питающиеся водой, образующейся от таяния ледников и снегов в горах (реки Средней Азии: Аму-Дарья, Сыр-Дарья и др.). Наибольший подъем их уровня наблюдается обычно летом, при таянии ледников и снегов.

II_1. Реки, питающиеся исключительно дождями, с максимумом подъема уровня в апреле—мае (реки Западной Европы: Сена, Сона, Майн, Неккар и др.).

II_2. Реки, питающиеся исключительно дождями, но протекающие в субтропических странах с наибольшими осадками зимой (реки Испании, Италии, некоторые реки Крыма и Закавказья). Некоторые из них летом пересыхают, но зимой имеют бурный характер (реки Южной Италии и Сицилии).

II_3. Тропические реки, питающиеся дождями, приносимыми муссонами (Нил, Амазонка, Конго и др.). Наивысший подъем их уровня наблюдается преимущественно летом.

III_1. Реки, питающиеся талыми снеговыми и дождевыми водами (бóльшая часть рек Европейской части СССР, Западной Сибири, Польши и США). Наибольшие разливы происходят весной. Этот тип рек называется русским.

III_2. Реки, питающиеся ледниковыми и дождевыми водами (Рейн, Терек, Кубань и др.). Половодье в них наблюдается весной или летом, когда к таянию снега в горах присоединяются дождевые осадки. Они относятся к альпийскому, или кавказскому типу.

Классификация А. И. Воейкова получила развитие в трудах многих советских гидрологов.

Один из крупнейших специалистов по вопросам речного стока Д. И. Кочерин впервые обобщил данные по среднему многолетнему стоку, выделил на территории СССР типы рек по внутригодовому распределению стока и составил карту среднего многолетнего стока Европейской части СССР.

Классификацию рек СССР, основанную на анализе источников питания (снеговое, дождевое, ледниковое, грунтовое) и внутригодового распределения стока (весенний сток, летний, осенний, зимний), предложил М. И. Львович (1938). Выделенные им типы рек по источникам питания приведены в табл. 17; распространение типов рек по внутригодовому распределению стока схематически показано на рис. 44.

Таблица 17

Типы питания	Символ	Районы преимущественного распространения
Почти исключительно снеговое	$S > 80\%$	Северный Казахстан, Заволжье
Преимущественно снеговое	$S > 50\%$	Европейская часть СССР, Зап. Сибирь, северо-восток Азиатской части СССР
Почти исключительно дождевое	$R > 80\%$	Черноморское побережье Кавказа (южная часть)
Преимущественно дождевое	$R > 50\%$	Дальний Восток, некоторые районы Закавказья, бассейны Лены и Индигирки
Преимущественно ледниковое	$G > 25\%$	Высокогорные районы Кавказа и Средней Азии
Смешанное, но преобладает снеговое	$S < 50\%$	Прибалтика, предгорные районы Сев. Кавказа, Алтая, Саяи, бассейн Лены
Смешанное, но преобладает дождевое	$R < 50\%$	Закавказье, Черноморское побережье Кавказа (северная часть)
Смешанное, но преобладает ледниковое	$G < 25\%$	Горные районы Алтая
Смешанное, но преобладает подземное	$U < 25\%$	Предгорные районы Средней Азии, бóльшая часть рек Армении

Условные обозначения: S—снеговое питание, R—дождевое, G—ледниковое, U—подземное.

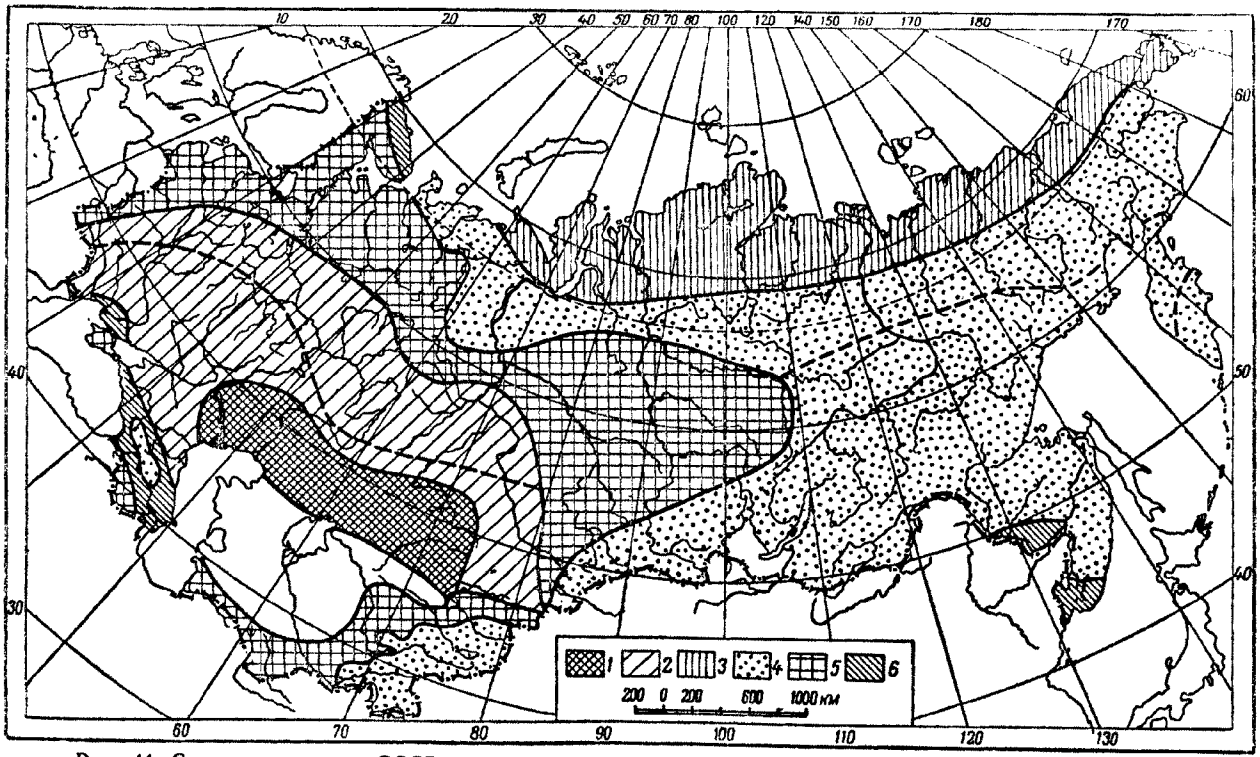


Рис. 44. Схема типов рек СССР по внутригодовому распределению стока (по М. И. Львовичу)

1 — сток происходит почти исключительно в весенний сезон (весной более 80%, в остальные сезоны менее 10%); *2* — сток происходит преимущественно весной (более 50%); *3* — сток происходит почти исключительно в летний сезон (летом более 80%, в остальные сезоны менее 10%); *4* — сток происходит преимущественно летом (более 50%); *5* — сток во все сезоны составляет менее 50%, преобладает весенний сток; *6* — сток во все сезоны составляет менее 50%, преобладает летний сток

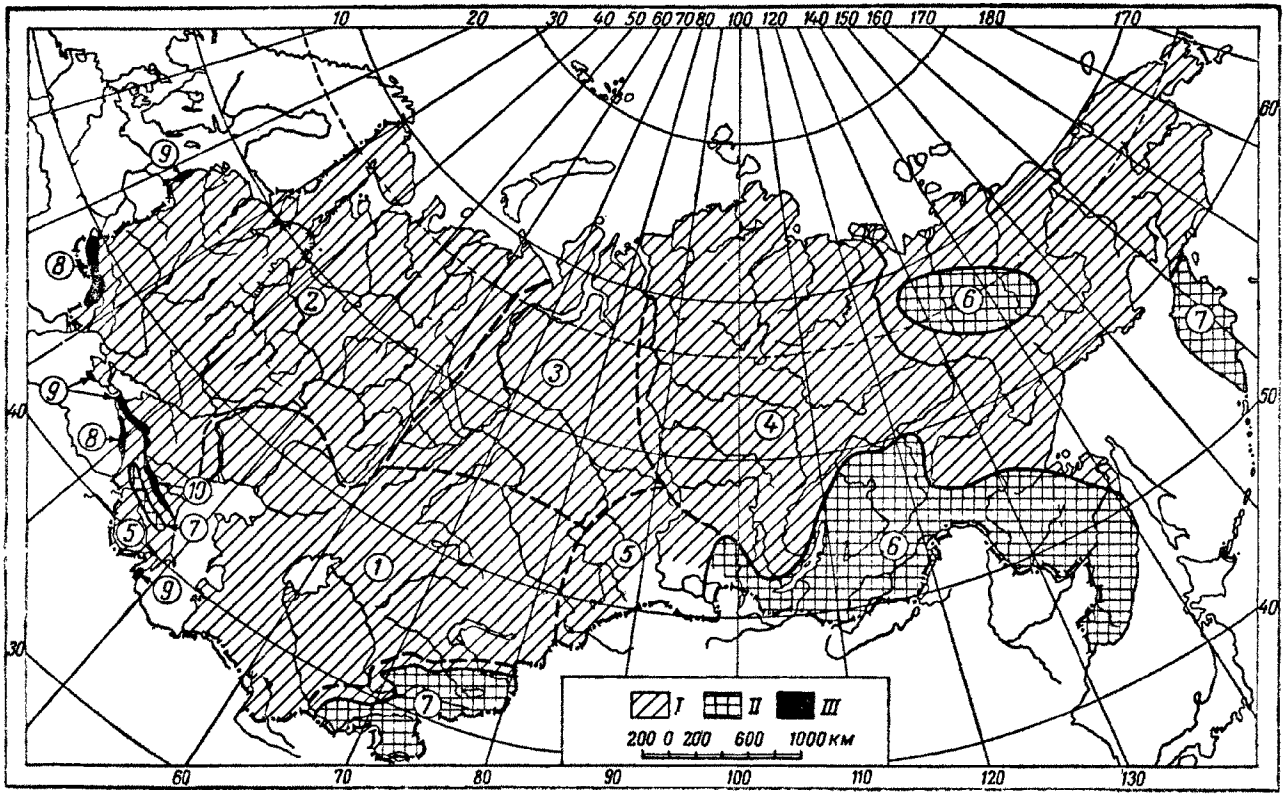


Рис. 45. Схема распространения рек СССР по группам и типам режима (по Б. Д. Зайкову)

Группы: *I* — реки с весенним половодьем; *II* — реки с половодьем в теплую часть года; *III* — реки с паводочным режимом. Типы: *1* — казахстанский; *2* — восточноевропейский; *3* — западносибирский; *4* — восточносибирский; *5* — алтайский; *6* — дальневосточный; *7* — тяньшаньский; *8* — причерноморский; *9* — крымский; *10* — североказказский

Б. Д. Зайков выделяет следующие три основные группы рек по типу водного режима:

I. Реки с весенним половодьем.

II. Реки с половодьем в теплую часть года.

III. Реки с паводочным режимом.

Реки первых двух групп характеризуются периодически повторяющимися из года в год большими расходами воды, приуроченными к весне или к теплой части года. В остальные сезоны наблюдаются несколько повышенный или низкий сток (межень) или, наконец, паводки, большей частью случайные. Реки третьей группы отличаются резкими и обычно кратковременными паводками, происходящими на одних реках во всякое время года, на других — в определенный, чаще всего зимний или осенний сезон; в междупаводковые периоды на этих реках устанавливается низкий сток.

Поскольку на территории СССР очень большое значение имеет снеговой покров, наиболее распространены здесь реки с весенним половодьем (рис. 45). В этих реках, в зависимости от их величины и района расположения, в течение весеннего половодья проходит от 50 до 100% всего годового стока. В зависимости от характера половодья и режима расходов в остальное время года реки этой группы подразделяются на следующие пять типов:

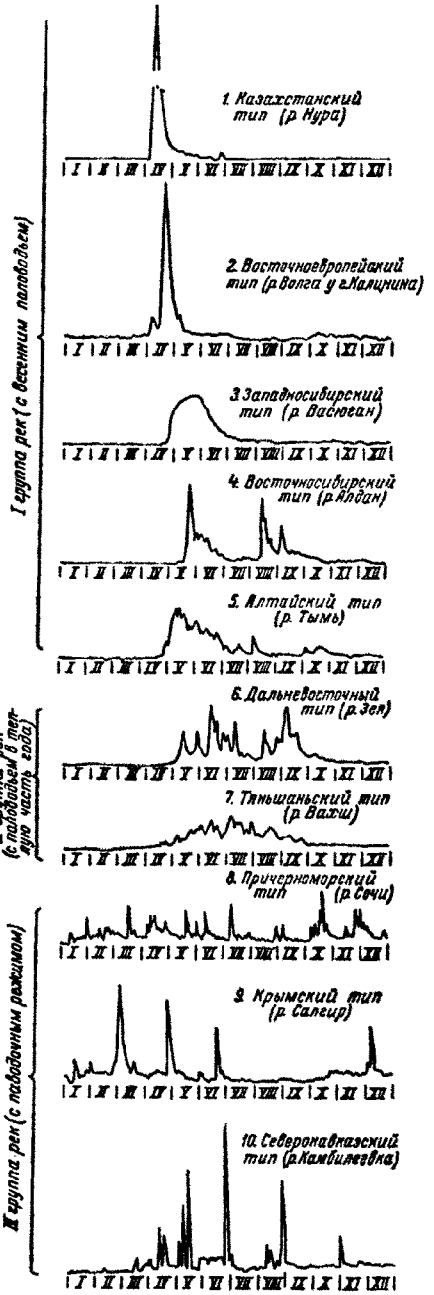


Рис. 46. Графики режима рек (по Б. Д. Зайкову)

1) казахстанский (максимальный расход в десятки раз превышает среднегодовой), 2) восточноевропейский, 3) западносибирский, 4) восточносибирский и 5) алтайский.

Реки с половодьем в теплую часть года могут быть подразделены на два типа:

1) дальневосточный и 2) тяньшаньский.

Реки с паводочным режимом менее распространены, они встречаются в горах Крыма, на Черноморском побережье Кавказа, в Талыше, на северном склоне Большого Кавказа, на восточном склоне Карпат. В зависимости от характера распределения паводков в году, реки этой группы подразделяются на три типа:

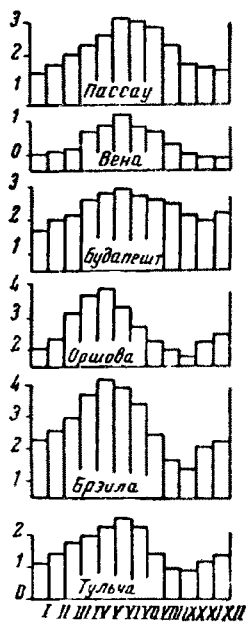


Рис. 47. Режим Дуная (по Э. Мартонну)

По ординате отложена высота среднего уровня над наинизшим (в м)

1) причерноморский, 2) крымский и 3) северокавказский.

Графики режима рек всех перечисленных типов приведены на рис. 46.

Следует иметь в виду, что в некоторые годы под влиянием конкретных условий погоды могут иметь место существенные отклонения от типового режима.

Черты режима реки сохраняются на всем ее протяжении только в том случае, когда весь бассейн располагается в пределах одной ландшафтной области и режим реки формируется под влиянием физико-географических факторов, изменяющихся лишь во времени. Если же река берет начало вне данной ландшафтной области или принимает вытекающие из других областей крупные притоки, тип ее режима по длине реки может сильно изменяться; такие реки характеризуются комбинированным режимом.

Наиболее характерным примером комбинированного режима является режим Дуная. В верховьях Дунай питается исключительно дождями, максимум подъема уровня наблюдается в апреле — мае. Однако множество притоков, стекающих с Альп, преобразуют его в реку с летними паводками. При пересечении Венгерской низменности режим Дуная опять меняется и он вновь приобретает черты реки с весенним половодьем. В нижнем течении Дуная период половодья запаздывает и приходится на июнь (рис. 47).

Гидрограф и способы определения подземного питания рек

Гидрографом называется график, показывающий изменение расхода реки во времени: $Q = f(t)$ (см. рис. 48). Гидрограф се-

кундных расходов — основной документ, характеризующий водный режим реки. Площадь, ограниченная гидрографом, осью абсцисс (время) и крайними ординатами (расходы), равна объему стока за соответствующий период. Анализ гидрографа дает возможность установить режим питания реки и распределение стока в течение года, а также определить величину подземного стока.

Подземное питание рек обычно называют грунтовым питанием.

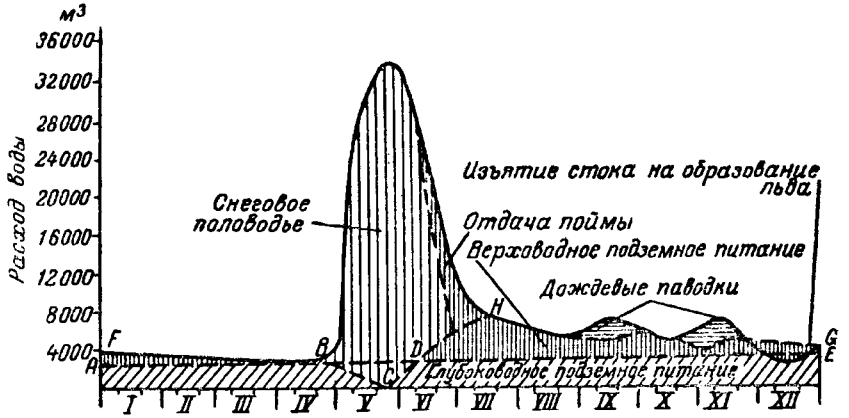


Рис. 48. Гидрограф со схемой выделения подземного питания (по Б. В. Полякову)

Однако в питании рек могут участвовать как грунтовые, так и артезианские воды, поэтому более правильно изменить это наименование на подземное питание.

Б. В. Поляков выделяет по генезису два вида подземного питания рек: верховодное аллювиальное и глубоководное. Рассматривая рис. 48, можно убедиться, что наибольший подземный сток наблюдается в первые дни после спада половодья. Далее он постепенно уменьшается, усиливаясь лишь под влиянием летних паводков, и достигает минимума в период прохождения гребня половодья, потому что река в это время питает подземные воды. Глубоководное подземное питание (участок, ограниченный осью абсцисс и линией *AE*) отличается большой устойчивостью. Верховодное питание (участки *AFB* и *DHGE*) добавляется к глубоководному.

Кроме того, Поляков выделяет на гидрографе те запасы воды, которые образуются на пойме реки и входят в общий сток при спаде весеннего половодья («отдача поймы»), а также ту часть стока, которая затрачивается при замерзании реки на образование льда.

При гидрогеологических исследованиях надо определять, кроме общего модуля стока, модуль подземного стока, т. е. количество подземной воды в *л/сек*, вытекающей на поверхность с 1 $км^2$ водоносного горизонта. Модуль подземного стока является хорошим критерием для оценки водоносности свит.

Одним из методов приближенного определения подземного стока является анализ гидрометрических данных по рекам. Этот метод дает хорошие результаты для бассейнов рек, подземное питание которых составляет значительную величину. Для измерений на реке выбирают два пункта, в которых производится определение расходов Q_1 и Q_2. Если расстояние L между ними велико,— замер в нижнем пункте производят через промежуток времени, необходимый для прохождения воды от верхнего пункта к нижнему, т. е. через $\frac{L}{v}$ сек., где v — средняя скорость течения воды. Разность расходов между двумя выбранными пунктами, деленная на расстояние между ними, определяет размер подземного питания p на данном участке:

$$p = \frac{Q_2 - Q_1}{L} \; м^3/сек.$$

Если на данном участке река имеет притоки, то следует определить их расход и вычесть его из вышеприведенной разности.

О величине подземного стока иногда можно судить по расходу реки в меженное время. По Б. В. Полякову, межень — это сток в период отсутствия паводков. Он может обусловливаться не только подземными, но и поверхностными водами. Следовательно, при определении величины подземного стока необходимо исключать временные паводки, проходящие по реке. Существует также зимняя межень, когда расход реки связан преимущественно с подземными водами.

Отношение минимального модуля стока m_0 к среднему многолетнему модулю стока M_0, выраженное в процентах, называется модульным коэффициентом подземного стока $K_п$:

$$K_п = \frac{m_0}{M_0} \cdot 100.$$

Б. В. Поляковым составлена карта модульных коэффициентов подземного стока рек для Европейской части СССР (рис.49).

Модульный коэффициент подземного стока $K_п$ показывает процент подземного стока рек в общем стоке. Для того чтобы определить величину подземного стока, нужно умножить норму стока M_0 на коэффициент $K_п$ для данного бассейна, значение которого находится по карте. Модуль подземного стока равен

$$m = \frac{K_п}{100} M_0 \; л/сек \text{ с } 1 \; км^2.$$

Для районов со значительной озерностью Поляков рекомендует полученное выражение умножать на коэффициент

$$\varphi = \frac{1}{\sqrt[3]{\omega}},$$

где ω — коэффициент озерности бассейна.

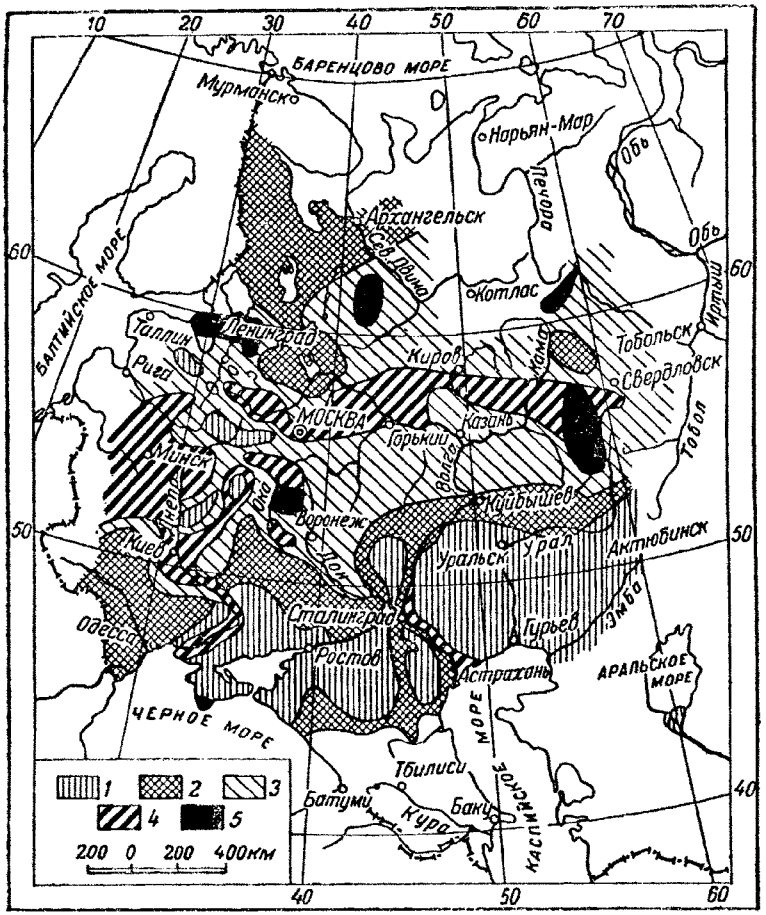


Рис. 49. Карта модульных коэффициентов подземного стока рек (по Б. В. Полякову)

1—4 — значения модульного коэффициента подземного стока: *1* — от 0 до 5%; *2* — от 5 до 10%; *3* — от 10 до 20%; *4* — больше 20%; *5* — области карста с весьма высоким $K_п$

Определенные по карте величины должны рассматриваться как приближенные.

Максимальные значения подземного стока, вычисленные Поляковым главным образом по данным малых рек, не превышают

30% общего стока. В горных условиях в области развития туфогенных пород (бассейн оз. Севан) С. С. Кузнецов получил величину подземного стока, равную 9,8—11,8% от выпадающих осадков. Однако при соответствующем сочетании геоморфологических и гидрологических условий подземный сток может в несколько раз превышать поверхностный. Особенно это характерно для карстовых районов. В частности, в Крыму, по данным П. М. Васильевского и П. И. Желтова, в районе крупного карстового источника Аян величина подземного стока составляет 93% от выпадающих осадков.

Вопросы взаимосвязи поверхностных и подземных вод разрабатываются Лабораторией гидрогеологических проблем имени Ф. П. Саваренского Академии наук СССР, причем в результате работ Б. И. Куделина (1949), Ф. А. Макаренко (1947) и др. получены данные, позволяющие внести некоторые коррективы в гидрологические методы определения подземного стока.

Изучением подземного питания рек и минимального стока занимается также Государственный гидрологический институт, которым уже опубликован ряд интересных статей: о районировании подземных вод равнины Европейской части СССР по условиям их стока в реки; о минимальном стоке малых рек; о минимальном стоке рек Белорусской ССР и обусловливающих его факторах (см. Труды. Гос. гидрол. ин-та, вып. 27/81/, 1950).

Анализируя подземный сток по гидрографу, Б. П. Куделин выделяет два основных случая: 1) водоносные горизонты гидравлически связаны с рекой и 2) водоносные горизонты гидравлически не связаны с рекой.

Сток из водоносных горизонтов, не имеющих гидравлической связи с рекой, имеет много общих черт с поверхностным стоком, наблюдается только некоторое смещение фаз хода уровня. В случае наличия гидравлической связи реки в период максимального уровня питают грунтовые воды, т. е. расход грунтового потока в этот период является как бы отрицательным (рис. 50).

В некоторых случаях реки могут иметь временную связь с водоносными горизонтами. Следовательно, расчленение гидрографа по видам питания требует учета всех особенностей взаимосвязи реки и водоносных горизонтов.

Форма гидрографа, положение его максимумов и минимумов зависят от гидрогеологических, гидрологических и климатических факторов, которые также не остаются постоянными во всех частях бассейна. Поэтому при подсчете подземного питания в целом по бассейну реки нельзя ограничиваться построением гидрографа по одному (замыкающему) створу реки. Необходимо главную реку и ее притоки разбить на отдельные участки по признаку сходной характеристики всего комплекса при-

родных условий, влияющих на подземный сток; только построив кривые подземного стока по отдельным типичным участкам реки (для всех подземных вод, принимающих участие в ее стоке), можно получить правильное представление о развитии процесса во времени и пространстве и дать обоснованную характеристику подземного питания реки по всему ее бассейну.

Если питание реки происходит за счет водоносных горизонтов, не имеющих с ней связи, то установить величину подземного стока нетрудно, так как последняя может быть определена на основе изучения источников. При наличии гидравлической связи водоносных горизонтов с рекой определение величины подземного питания следует производить методами гидравлики подземных вод, применяя расчеты для неустановившегося движения грунтовых вод, в частности методом конечных разностей, разработанным Г. Н. Каменским. Вопросы эти рассматриваются в курсе динамики подземных вод.

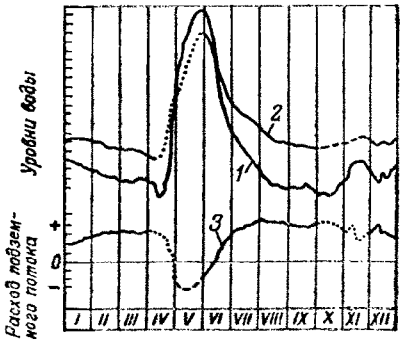


Рис. 50. Кривые колебаний уровней воды в р. Волге (*1*) и в скважине на правом ее берегу (*2*) и кривая подземного стока на Камышинском участке (*3*) за 1934 г.

В периоды весеннего половодья и летних паводков уровень в реках становится выше уровня грунтовых вод в прибрежной зоне и происходит инфильтрация речных вод в берега. Когда происходит спад половодья, инфильтрационные речные воды, напитавшие аллювиальные отложения, начинают стекать в реку. Явления инфильтрации речных вод в берега во время восходящей стадии половодья и возврата их в реку при спаде половодья Б. И. Куделин называет «береговым регулированием поверхностного стока». Однако это название несколько условно, так так процессы питания грунтовых вод и последующей отдачи их в реку являются не простым регулированием стока, а определенной стадией формирования подземных вод, сопровождающейся и видоизменениями химического состава последних.

Общая продолжительность T_1 «берегового регулирования поверхностного стока» примерно равна периоду весеннего половодья или дождевого паводка (рис. 51). Поэтому при подсчете водного баланса для рек, где основным источником подземного питания служат грунтовые воды, гидравлически связанные с речными, подземное питание в период T_1 может быть принято равным нулю.

Для определения величины подземного стока Волги А. Т. Ивановым (1948) был применен гидрохимический метод.

Этот метод основан на том соображении, что максимальная концентрация C_1, одного из компонентов речной воды, например хлора, равна концентрации его в подземных водах, участвующих в питании реки, а минимальную концентрацию C_2 того же компонента можно принять равной концентрации его в поверхностных водах. Действительно, в большинстве случаев увеличение минерализации речной воды соответствует спаду уровней, т. е. уменьшению расходов, а падение минерализации — подъему уровней, т. е. увеличению расходов.

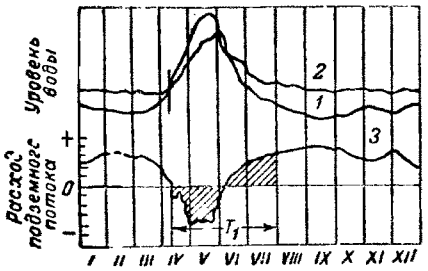


Рис. 51. Кривые колебаний уровней р. Волги (*1*) и подземных вод (*2*) и гидрограф единичного расхода подземного потока (*3*) за 1939 г.

По данным наблюдений в течение года величины подземной и поверхностной составляющих стока могут быть определены из следующих уравнений:

$$V = V_1 + V_2;$$

$$VC = V_1C_1 + V_2C_2,$$

где V — объем речного стока за время наблюдений;

V_1 — объем подземной составляющей за то же время;

V_2 — объем поверхностной составляющей за то же время;

C — концентрация компонента в речной воде в период наблюдений;

C_1 — концентрация того же компонента в подземных водах (максимальная концентрация компонента в речной воде) в тот же период;

C_2 — концентрация того же компонента в поверхностных водах (минимальная концентрация в речной воде) в тот же период.

Решая эти уравнения, относительно V_1, получим:

$$V_1 = V\frac{C - C_2}{C_1 - C_2}.$$

Следовательно, если $C = C_1$, то $V_1 = V$; если $C = C_2$, то $V_1 = 0$.

Аналогично может быть определена величина V_2.

Пользуясь описанным методом, Иванов определил, что подземный сток Волги у Саратова в 1923—1924 гг. составлял примерно 28% от всего стока. Эта величина оказалась близкой

к значениям подземного стока Волги, полученным другими методами.

Изменения в соотношениях объемов поверхностного и подземного стоков и колебания концентрации хлора в воде Волги в течение года показаны на рис. 52.

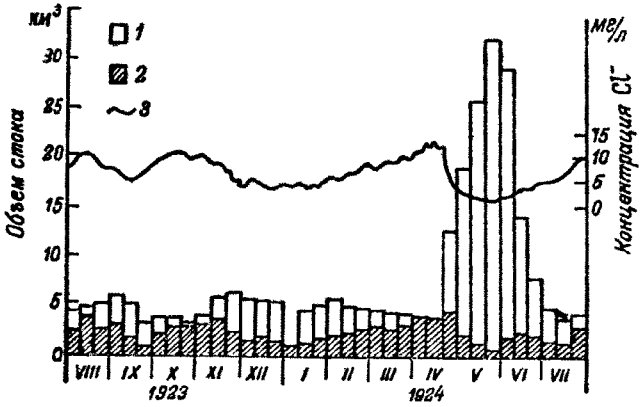


Рис. 52. Диаграмма стока р. Волги и кривая изменения концентрации Cl^- в воде р. Волги у г. Саратова (по А. Т. Иванову)

1 — поверхностная составляющая стока; *2* — подземная составляющая стока; *3* — кривая изменения концентрации Cl^- в речной воде

Понятие о гидрологических расчетах

Для проектирования гидротехнических сооружений необходимо иметь данные о режиме рек, озер и других водных объектов, которые не всегда бывают изучены с достаточной полнотой.

Для составления гидрометеорологической характеристики района в первую очередь необходимо познакомиться со «Справочником по водным ресурсам СССР», составленным Государственным гидрологическим институтом (ГГИ). В каждом томе справочника, посвященном отдельному району или бассейну, имеется приложение с подробным списком литературы, в котором можно найти все работы с данными о климате, поверхностных и подземных водах.

Систематизированный учет всех объектов поверхностных и подземных вод, составляемый по особой форме, называется в о д н ы м к а д а с т р о м. Гидрометеорологическая служба издает материалы по водному кадастру СССР, содержащие основные гидрологические характеристики водных объектов страны (характерные уровни, расходы и т. д.), которые также следует использовать при изучении гидрометеорологических условий района. Кроме того, можно пользоваться данными, которые еще не включены в справочники, получая их в местных управлениях гидрометеорологической службы, а также материалами Государственного гидрологического института.

Часто характеристики мало исследованных объектов получают путем установления общих закономерностей режима по

объектам, изученным лучше, за которыми велись длительные наблюдения.

Методы математической статистики позволяют производить количественный учет различных природных явлений и облегчают установление закономерностей, т. е. связей, существующих между двумя или несколькими величинами (осадки, сток и т. п.). В одних случаях получается нетесная корреляционная форма зависимости между переменными данными наблюдений, в других — тесная функциональная связь. Выяснить форму связи можно графическим и аналитическим методами. Однако и тот и другой можно применить только в том случае, если выяснены факторы, влияющие на данное явление. Применение математического расчета без учета природных условий, влияющих на рассматриваемый элемент режима, может привести к грубым ошибкам.

Советские ученые за последнее время разрешили многие вопросы, связанные с анализом закономерностей стока и его зависимости от различных факторов, в том числе от зональности природных явлений. Для гидрогеологов знание гидрологических методов расчета имеет большое значение, так как позволяет правильно оценивать особенности различных районов и во многих случаях облегчает изучение и использование подземных вод.

Для целей гидрогеологии в первую очередь представляют интерес следующие методы:

1. Приведение данных гидрометеорологических наблюдений к многолетнему ряду. Этот метод может быть использован в том случае, когда имеется хорошо изученный источник подземной воды и необходимо дать оценку другому источнику, находящемуся в аналогичных гидрогеологических условиях, но обследовавшемуся эпизодически, в течение короткого срока.

2. Составление уравнения корреляционной зависимости между элементами. Этот метод применяется, когда точки на графике не показывают функциональной зависимости, однако некоторая зависимость все же устанавливается.

3. Применение кривых вероятностей к анализу стока. Метод позволяет определять обеспеченность расходов воды на более длительные периоды, по сравнению с периодом фактических наблюдений.

4. Сглаживание ломаных линий — метод, позволяющий производить графический анализ периодичности явлений, особенно ясно наблюдаемой на примере режима поверхностных и неглубоко залегающих подземных вод.

Подробно методы гидрологических расчетов рассматриваются в ряде специальных работ, например в работах Д. И. Кочерина, М. А. Великанова, А. В. Огиевского, Б. В. Полякова, Д. Л. Соколовского, С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля, А. И. Чеботарева и др. Для решения практических задач по гидрологии весьма

полезно ознакомиться с работами А. А. Лучшевой (1950) и В. В. Лебедева (1952).

Приведение данных гидрометеорологических наблюдений к многолетнему ряду. Очень часто данные гидрометеорологических наблюдений имеются только за несколько лет, а оценку режима вод необходимо делать с учетом многолетних наблюдений на опорных станциях.

Процесс систематизации материалов по режиму в данном случае носит название приведения к многолетнему ряду.

Например, имеются данные метеорологической станции о величине атмосферных осадков ΣX_n за небольшое число лет n и данные об осадках ΣX опорной станции (за те же годы), имеющей многолетние наблюдения. Чтобы высчитать норму осадков (среднее многолетнее количество осадков) X_0' станции с небольшим количеством наблюдений (или с коротким рядом), необходимо определить коэффициент связи, представляющий собой отношение

$$K_n = \frac{\Sigma X_n}{\Sigma X},$$

и помножить на него норму осадков опорной станции X_0:

$$X_0' = K_n X_0.$$

При приведении к многолетнему ряду полагают, что между годовыми величинами гидрометеорологических элементов по сравниваемым объектам существует постоянное соотношение (K_n), т. е., что искомая связь выражается прямой, проходящей через начало координат.

Понятие о методе корреляции. Точно установить графическим путем зависимость между двумя элементами водного баланса из-за разбросанности точек затруднительно. Например, между осадками X и стоком Y существует приближенная связь, которая обусловливается тем, что одно и то же количество осадков в разное время может дать различную величину стока. Такая связь называется корреляционной зависимостью. Она выражается уравнением прямой регрессии:

$$Y - Y_0 = r \frac{\sigma_Y}{\sigma_X} (X - X_0),$$

где Y_0 и X_0 — средние арифметические ряда;

r — коэффициент корреляции, представляющий собой отвлеченное число и являющийся мерой

связи двух величин: чем величина r ближе к единице, тем теснее связь; при $r = \pm 1$ связь становится функциональной;

$$r = \frac{\Sigma (Y - Y_0)(X - X_0)}{\sqrt{\Sigma (Y - Y_0)^2 \cdot \Sigma (X - X_0)^2}};$$

σ_Y и σ_X — среднеквадратичные отклонения Y и X от их средних значений Y_0 и X_0, т. е.

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\Sigma (X - X_0)^2}{n - 1}};$$

$$\sigma_Y = \sqrt{\frac{\Sigma (Y - Y_0)^2}{n - 1}},$$

где n — число членов ряда.

Коэффициентом регрессии $R_{\frac{y}{x}}$ называется угол наклона прямой регрессии. При определении стока по осадкам он равен:

$$R_{\frac{Y}{X}} = r \frac{\sigma_Y}{\sigma_X}.$$

В обратной задаче для коэффициента регрессии X по Y имеем равенство:

$$R_{\frac{X}{Y}} = r \frac{\sigma_X}{\sigma_Y}.$$

Уравнение регрессии в этом случае принимает следующий вид:

$$X - X_0 = r \frac{\sigma_X}{\sigma_Y} (Y - Y_0).$$

Коэффициенты регрессии $R_{\frac{y}{x}}$ и $R_{\frac{x}{y}}$ связаны между собой уравнением:

$$R_{\frac{X}{Y}} \cdot R_{\frac{Y}{X}} = r^2.$$

При функциональной связи между элементами водного баланса обе линии регрессии сливаются в одну. В остальных случаях они имеют общую точку с координатами $X = X_0$ и $Y = Y_0$.

Б. В. Поляков указывает, что для горных бассейнов, а также для бассейнов северных широт связь между годовыми осадками и стоком очень тесная; она определяется значением $r = 0{,}90$—$0{,}95$. Такого же порядка r получается для бассейнов средних и

южных широт территории СССР, если учитывать не годовые осадки, а осадки холодного полугодия. Для годовых осадков и стока бассейнов Днепра до Киева и Оки до Орла r выражается величиной 0,40; иначе говоря, здесь наблюдается отдаленная связь.

Приведем пример расчета прямолинейной корреляционной зависимости Имеется ряд значений стока и осадков за 11 лет:

Y	X	Y	X
25	110	20	78
81	184	44	129
36	145	1,4	62
33	122	41	130
70	165	75	168
54	143		

$\Sigma Y = 480; \quad \Sigma X = 1436.$

Требуется найти коэффициент корреляции и составить уравнение регрессии, определяющее связь между стоком и осадками.

Определяем норму стока и норму осадков:

$$Y_0 = \frac{\Sigma Y}{n} = \frac{480}{11} = 44;$$

$$X_0 = \frac{\Sigma X}{n} = \frac{1436}{11} = 130.$$

Далее находим значения выражений $Y - Y_0$, $X - X_0$, $(Y - Y_0)^2$, $(X - X_0)^2$ и $(Y - Y_0)(X - X_0)$ и вписываем их в таблицу:

Y	X	$Y - Y_0$	$X - X_0$	$(Y - Y_0)^2$	$(X - X_0)^2$	$(Y - Y_0)(X - X_0)$
25	110	—19	—20	361	400	380
81	184	37	54	1 369	2 916	1 998
36	145	—8	15	64	225	—120
33	122	—11	—8	121	64	88
70	165	26	35	676	1 225	910
54	143	10	13	100	169	130
20	78	—24	—52	576	2 074	1 248
44	129	0	—1	0	1	0
1,4	62	—43	—68	1 849	4 624	2 924
41	130	—3	0	9	0	0
75	168	31	38	961	1 441	1 178
480	1 436			6 086	13 772	8 736

Определяем коэффициент корреляции r:

$$r = \frac{\Sigma (Y - Y_0)(X - X_0)}{\sqrt{\Sigma (Y - Y_0)^2 \cdot \Sigma (X - X_0)^2}} = \frac{8756}{\sqrt{6\,086 \cdot 13\,772}} = 0{,}95.$$

Отношение $\frac{\sigma_Y}{\sigma_X}$ будет равно:

$$\frac{\sigma_Y}{\sigma_X} = \sqrt{\frac{\Sigma (Y - Y_0)^2}{\Sigma (X - X_0)^2}} = \sqrt{\frac{6\,086}{13\,772}} = 0{,}67.$$

Отсюда коэффициент регрессии

$$R_{\frac{Y}{X}} = r\frac{\sigma_Y}{\sigma_X} = 0{,}95 \cdot 0{,}67 = 0{,}63.$$

Таким образом, уравнение регрессии:

$$Y - Y_0 = R_{\frac{Y}{X}} (X - X_0)$$

в данном случае будет иметь вид:

$$Y - 44 = 0{,}63\,(X - 130),$$

или

$$Y = 0{,}63X - 38.$$

Высокое значение $r = 0{,}95$ указывает на тесную связь между Y и X.

Иногда между гидрологическими явлениями существует более сложная, криволинейная коррелятивная зависимость. Большинство кривых, выражающих криволинейную связь, удовлетворяет уравнению степенных функций. Поэтому можно коррелировать не сами величины, а их логарифмы.

Кривые вероятности и их применение к анализу стока. Если имеется N наблюдений за какой-нибудь переменной величиной, например за годовым стоком Y, изменения этой величины графически можно выразить кривой распределения, или кривой частоты.

Она строится следующим образом. Вся амплитуда колебаний величины Y от A до B делится на определенные интервалы $\triangle Y$ (рис. 53), и для каждого интервала по горизонтали откладывается число наблюдений над стоком: n_1, n_2, n_3 и т. д. Получается ступенчатая диаграмма, которая при постепенном уменьшении интервалов приближается к кривой частоты.

Природные явления обычно подчиняются асимметричной кривой частоты.

При гидрологических расчетах практическое значение имеет интегральная кривая распределения, которая получила название кривой обеспеченности. Она получается при последовательном суммировании чисел наблюдений, начиная от верхней части амплитуды: $Z_1 = n_1$; $Z_2 = n_1 + n_2$; $Z_3 = n_1 + n_2 + n_3$ и т. д.

При расчетах по этим кривым на вертикальной оси откладывают модульные коэффициенты K, а не просто значения стока; по горизонтальной оси — число лет, которое обычно выражается в процентах от всего количества рассматриваемых лет. Очевидно, что Z_k есть число лет, когда сток был больше K,

а N—Z_k — число лет, когда сток был меньше или равен K. Можно сказать, что сток K обеспечен количеством лет Z_k.

На кривой частоты наиболее важными являются три характерные точки. Точка a — центр распределения — соответствует среднеарифметическому значению стока исследуемого ряда. При построении в модульных коэффициентах ордината центра кривой распределения равна единице. Точка b — медиана — расположена точно в середине интервала величин годового стока

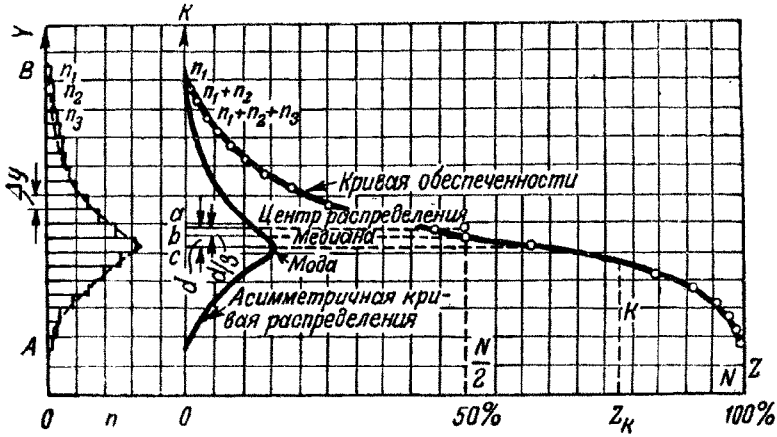


Рис. 53. Асимметричная кривая распределения и кривая обеспеченности

и соответствует обеспеченности 50%. Точка c — мода кривой — расположена в точке перегиба кривой и соответствует наибольшей частоте или наиболее вероятному стоку за данный период.

В несимметричных кривых показателем асимметрии служит величина d — радиус асимметрии, — выражающая расстояние между модой и центром распределения. Расстояние между медианой и центром равно примерно $\frac{d}{3}$. Если сток для всех трех характерных точек (a, b и c) имеет одну и ту же величину, получается симметричная кривая распределения, которая носит название нормальной кривой Гаусса. В практике гидрологических расчетов она встречается весьма редко.

Для определения ординаты кривой частоты необходимо знать следующие параметры: норму стока Y_0, коэффициент изменчивости, или вариации, C_v, и коэффициент асимметрии, или несимметрии, C_s.

Коэффициентом вариации (изменчивости) C_v называется отношение среднеквадратичного отклонения σ_Y к среднеарифметическому значению Y_0:

$$C_v = \frac{\sigma_Y}{Y_0}.$$

Так как

$$\sigma_Y = \sqrt{\frac{\Sigma (Y - Y_0)^2}{n-1}},$$

то после преобразований получим:

$$C_v = \sqrt{\frac{\Sigma \left(\frac{Y}{Y_0} - 1\right)^2}{n-1}}.$$

Как известно, отношение $\frac{Y}{Y_0}$ называется модульным коэффициентом и обозначается K. Заменив $\frac{Y}{Y_0} = K$, имеем:

$$C_v = \sqrt{\frac{\Sigma (K-1)^2}{n-1}}.$$

Малое значение C_v получается для рек, имеющих небольшие колебания стока. Большие значения C_v характеризуют реки с сильно колеблющимся годовым стоком. Обычно при уменьшении водосборной площади неравномерность стока увеличивается; поэтому для малых бассейнов (за исключением некоторых горных рек) получается высокое значение C_v.

Коэффициент асимметрии C_s представляет собой показатель несимметричности кривой распределения и выражается формулой:

$$C_s = 2\frac{d}{C_v^3}.$$

Обычно его с некоторым приближением принимают равным удвоенному коэффициенту вариации: $C_s = 2C_v$.

При числе членов ряда свыше 30 величина коэффициента асимметрии может быть получена из формулы:

$$C_s = \frac{\Sigma (K-1)^3}{(n-1) C_v^3}.$$

Пользуясь коэффициентами C_v и C_s, можно построить математическую кривую обеспеченности.

Обеспеченность любого члена ряда в процентах вычисляется по формуле:

$$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100,$$

где P — обеспеченность данного расхода в процентах;

m — место данного члена в ряду, расположенном в убывающем порядке;

n — число всех членов ряда.

Сглаживание ломаных линий. Большинство гидрологических и метеорологических явлений характеризуется постоянными колебаниями. Для их анализа необходимо так выравнивать ординаты, чтобы исчезли незакономерные колебания, получившиеся вследствие случайных отклонений, а также из-за ошибок в наблюдениях. Устранение неправильностей рекомендуется производить по частям, сглаживая эмпирическую кривую при помощи простых формул.

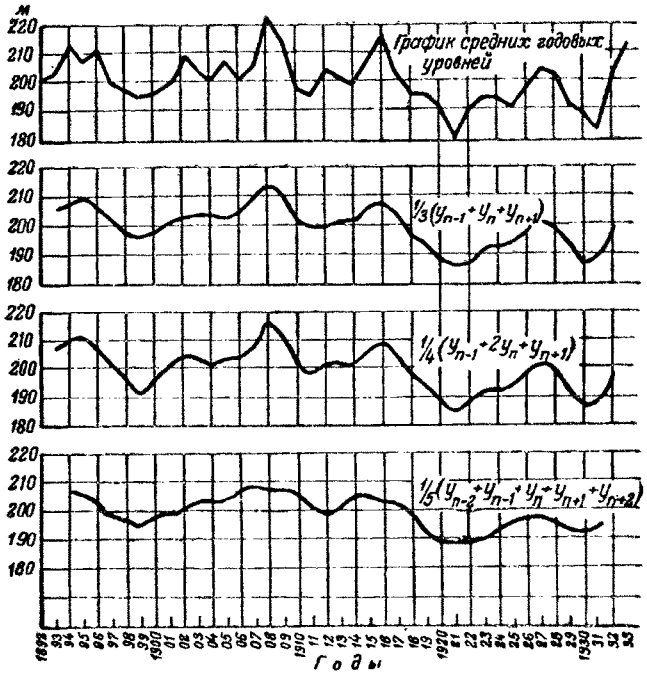


Рис. 54. Сглаживание хронологического графика средних годовых уровней р. Москвы около Бабьегородской плотины

При сглаживании допускается, что ординаты y_0, y_1, y_2 ... эмпирической линии располагаются на равных расстояниях друг от друга: $\Delta x = x_1 - x_0 = x_2 - x_1$ и т. д. Линейное приближение заключается в замене каждой ординаты y средним значением из y_n и соседних ординат y_{n-1} и y_{n+1}, т. е.

$$\frac{1}{3}(y_{n-1} + y_n + y_{n+1}).$$

В метеорологии часто употребляют среднее пентадное:

$$\frac{1}{5}(y_{n-2} + y_{n-1} + y_n + y_{n+1} + y_{n+2}).$$

При сильной неравномерности ступенчатой линии употребляют следующее среднее:

$$\frac{1}{4}(y_{n-1}+2y_n+y_{n+1}).$$

Сглаживание удается усилить неоднократным применением указанных формул.

Если ординаты даны с большими интервалами, сглаживание производится при помощи приближенной функции, которая учитывает пять соседних ординат:

$$\frac{1}{35}(-3y_{n-2}+12y_{n-1}+17y_n+12y_{n+1}-3y_{n+2}).$$

Эта функция позволяет устранить разбросанность точек и еще больше сглаживает ломаные линии.

Неоднократное и последовательное сглаживание линии колебаний какого-либо явления называется анализом сглаживания, или графическим анализом периодичности колебания (рис. 54).

Глава 7

ВОДА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Распределение воды в земной коре

Подземные воды тесно связаны с горными породами и геологическими структурами, в пределах которых они образуют водоносные горизонты. В земной коре нельзя найти горные породы, которые не заключали бы в себе воду. Тончайшая сеть волосных пустот пронизывает каждую горную породу. «Вода охватывает, проникает насквозь, как пленчатая губка и как пар, всю земную кору... Неудивительно поэтому, что всегда и везде, где бы мы ни стали проникать в земную кору, ни стали бурить, — мы встретим в конце концов воду в капельно-жидких ее массах», — приведенные слова принадлежат В. И. Вернадскому, основоположнику учения о геосферах. Это учение имеет большое значение для правильного понимания условий нахождения подземных вод в различных оболочках земного шара, отличающихся физико-химическими свойствами, температурой и давлением.

Огромное значение для гидрогеологии имеет биосфера (область жизни). Больше половины ее массы состоит из водных растворов, а также из твердых и газообразных фаз воды.

Характер земных оболочек под сушей и под океаном различен.

Природные воды, развитые на земной поверхности и в земной коре, представляют собой единое целое. Ф. П. Саваренский (1946) отмечал, что всю ту часть земной коры, в которой по термодинамическим условиям могут существовать природные воды, следует рассматривать как подземную гидросферу, развивающуюся вместе с земной корой и наземной гидросферой. По этому поводу он писал:

«Гидрогеология не может рассматривать подземную гидросферу отдельно для верхней зоны ее и отдельно для нижней. Воды гидросферы должны составлять одно целое, неразрывно развивающееся во времени. Мало того, подземную гидросферу нельзя рассматривать отдельно от наземной, так как подземные воды верхних зон земной коры непосредственно связаны с поверхностными водами».

Каждая геосфера характеризуется определенным равновесием молекул и атомов, которые стремятся принять то или иное устой-

чивое динамическое состояние. В различных оболочках должны встречаться различные формы воды.

В областях, в которых находятся воды, температура колеблется от —93 до 1200° С, т. е. в интервале почти 1300°, а давление меняется от немногих сотых долей атмосферы до 30 000 *атм.*

Вода, заполняющая поры и пустоты горных пород, может находиться в трех агрегатных состояниях: парообразном, жидком и твердом. В виде пара она содержится в свободных от жидкой воды пустотах; при этом она находится в постоянном подвижном равновесии с другими видами воды в породах и с ее парами в воздухе. Жидкая вода заполняет поры, пустоты или трещины в горных породах или входит в состав минералов, участвуя в построе-

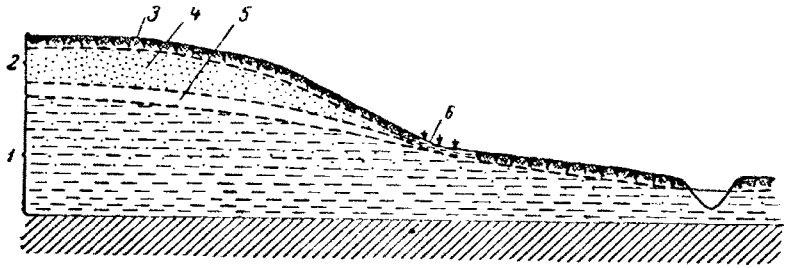


Рис. 55. Распределение воды в верхней части земной коры
1 — зона насыщения; *2* — зона аэрации; *3* — подзона почвенных вод; *4* — промежуточная подзона; *5* — капиллярная оболочка; *6* — болото

нии их кристаллической решетки. Вода в твердом состоянии присутствует в породах, имеющих температуру ниже 0°.

Часть воды в порах и пустотах настолько тесно связана с частицами породы, что не может перемещаться под действием силы тяжести. Такова, например, вода гидратных оболочек, имеющая большое значение в формировании физических и механических свойств глинистых пород и называемая в грунтоведении физически-связанной водой.

Верхнюю часть земной коры, с точки зрения распределения подземных вод, принято делить на две зоны, весьма неравные по мощности: зону аэрации и зону насыщения (рис. 55).

В зоне аэрации, которая представляет собой буферный слой между атмосферой и подземной гидросферой, пустоты и поры проницаемых пород не всегда и не везде заполнены водой. Здесь ниже почвенных вод, находящихся в сложной взаимосвязи с растительностью и органическими веществами, происходит вертикальное просачивание атмосферной влаги или поверхностных вод и могут возникать скопления только временных или сезонных вод (верховодка).

В зоне насыщения породы заполнены водой, которая находится под гидростатическим давлением.

Верхняя граница зоны насыщения определяется положением зеркала грунтовых вод, а нижняя — термодинамической обстановкой земной коры.

Граница между зоной насыщения и зоной аэрации определяется глубиной эрозионного вреза и зависит от географических условий, которые закономерно меняются от полюсов к экватору. В Европейской части СССР средняя глубина зеркала грунтовых вод постепенно увеличивается с севера на юг. В зоне тундр она почти совпадает с земной поверхностью. В Московской области она колеблется от 6 до 25 *км*.

Нижнюю границу распространения подземных вод установить значительно труднее; чаще всего ее проводят предположительно, на основании общих соображений о геологическом строении земной коры. Точно ее можно определить только с помощью глубоких скважин или выработок.

По геотермическим условиям на глубине 12 *км* температура должна быть близкой к критической температуре воды (364°) и, следовательно, теоретически, вода в жидком состоянии может существовать до глубины 10—12 *км* и даже более, так как при больших давлениях критическая температура значительно поднимается и вода может находиться в перегретом состоянии. В действительности, однако, глубина распространения скоплений капельно-жидкой воды значительно меньше.

Между способностью вмещать воду и глубиной не наблюдается прямой зависимости, хотя обычно пористость с глубиной уменьшается. Очень плотный безводный гранит местами встречается на поверхности, а водоносные песчаники иногда залегают на глубинах в несколько сот и даже тысяч метров; буровыми скважинами водоносные горизонты были встречены на глубинах около 2000 *м*.

С точки зрения распределения подземных вод целесообразно в верхней части земной коры выделить два этажа, как это предлагал А. П. Карпинский. Нижний этаж, сложенный плотными метаморфизованными породами, гранитами, гнейсами и сланцами, практически представляет собой водоупорное основание; подземные воды заключены в нем в ограниченных количествах. В пределах древних щитов, выступающих на поверхность (подобно Балтийскому щиту), подземные воды встречаются лишь в разрушенной части коры выветривания. В пределах альпийской области, в зонах разломов, возможно движение восходящих термальных вод, но сами блоки пород нижнего этажа водоупорны. Верхний этаж, сложенный осадочными толщами, заключает в себе крупные бассейны подземных вод.

В вертикальном разрезе верхнего этажа можно выделить три гидрогеодинамические зоны подземных вод, которые характеризуются различным взаимоотношением с водами земной поверхности: 1) верхнюю зону интенсивного водообмена, 2) среднюю зону замедленного водообмена и 3) нижнюю зону весьма замедленного водообмена (табл. 18). Интенсивность водообмена оказы-

Таблица 18

Гидрогеодинамические зоны	Геологические структуры	Генетический тип и химический состав воды	Общая характеристика воды и ее применение
Зона интенсивного водообмена	Выступающие массивы древних пород и поднятия. Раскрытые и сильно промытые структуры	Воды *современные*, атмосферного происхождения. Воды типа выщелачивания, по составу гидрокарбонатные, в засушливых областях — типа континентального засоления, повышенной минерализации	Воды преимущественно *пресные*, используемые для питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения
Зона замедленного водообмена	Краевые части поднятий и более глубокие части полураскрытых структур	Воды *древние*, постепенно вытесняемые молодыми водами, разнообразного химического состава, часто с большим содержанием газа и редких элементов	Воды преимущественно *минеральные*, лечебного значения
Зона весьма замедленного водообмена (в масштабах геологического времени)	Глубокие части впадин. Закрытые, слабо промываемые структуры	Воды *очень древние*, погребенные, по составу хлоридно-кальциево-натриевые, местами оконтуривающие нефтяные залежи	Воды преимущественно высокоминерализованные — *рассолы* промышленного значения, используемые для добычи солей, брома, иода и других элементов

вает большое влияние и на формирование химического состава вод. В первой зоне развиты преимущественно пресные воды, во второй — минеральные, в третьей — рассолы. Наиболее подробно выделение трех зон обосновал Н. К. Игнатович.

Проведение границ между этими зонами требует учета многочисленных факторов и анализа геологической истории. В частности, распределение подземных вод зависит от особенностей геологических структур и от степени их эрозионного расчленения. Крупные впадины представляют собой бассейны артезианских вод с характерным распределением подземных вод по химическому составу: гидрокарбонатные вверху, сульфатные в средней части и хлоридные в нижней части. Поднятия могут рассматриваться как раскрытые структуры, сильно промытые подземными водами. В горно-складчатых странах, представляющих собой приподнятые и глубоко дренированные геологические структуры, наблюдается наиболее сложное соотношение между различными зонами. Часто водоносные свиты, выступающие на высоких абсолютных отмет-

ках, создают в областях питания условия для глубокого промывания своих погруженных частей. Поэтому воды в них менее минерализованные; над ними можно встретить горизонты с более минерализованной водой (рис. 56).

Пористость горных пород

Пористость горных пород обусловливает возможность присутствия подземных вод в земной коре.

При гидрогеологической оценке горных пород иногда различают скважность и пористость. Под с к в а ж н о с т ь ю пород понимают наличие в них пустот, независимо от их размеров, формы и происхождения. Горные породы могут обладать двумя видами скважности: они могут быть разбиты крупными трещинами и заключать в себе большие пустоты, а внутри блоков пород, ограниченных трещинами, могут существовать мелкие поры. Совокупность тех и других составляет общую скважность породы. П о р и с т о с т ь ю называют тот вид скважности, который обусловлен порами, т. е. мелкими промежутками между частицами породы. Однако, по сравнению с размерами земной коры, даже самые крупные пустоты представляют собой поры; поэтому термин пористость можно применять ко всем пустотам, невзирая на их размеры.

Пористость обычно убывает с поверхности вглубь земли. Это связано с постепенным увеличением давления, с процессами выветривания на поверхности и с цементацией пустот на глубине. Сведения о пористости горных пород приведены в табл. 19, составленной Г. А. Максимовичем на основании более 2572 определений.

Однако не только пористость определяет водообильность геологических структур. Гидрогеологические условия зависят от литологии, степени тектонической нарушенности пород и динамики подземных вод. Лучшими коллекторами для подземных вод служат: рыхлые четвертичные отложения — аллювиальные и флювиогляциальные галечники и пески; лавы и туфы; известняки; песчаники; трещиноватые изверженные породы, особенно в коре выветривания и в зонах разломов.

Характер пустот горных пород зависит от минералогического состава последних и физико-геологических процессов, определяющих природу сцеплений между частицами, формирование свойств горных пород и их дальнейшее изменение.

Принято различать:

1) капиллярную скважность, или пористость, когда диаметр пор менее 1 *мм* или ширина трещинок менее 0,25 *мм* (субкапилляры, если размеры круглых пор менее 0,0002 *мм*, а трещинок — менее 0,0001 *мм*).

2) ноздреватость, кавернозность и мелкую трещиноватость;

3) закарстованность и крупную трещиноватость.

Различие в размерах пор важно с точки зрения условий передвижения воды. В пустотах второго и третьего типов вода перемещается, подчиняясь силе тяжести; в капиллярных промежутках

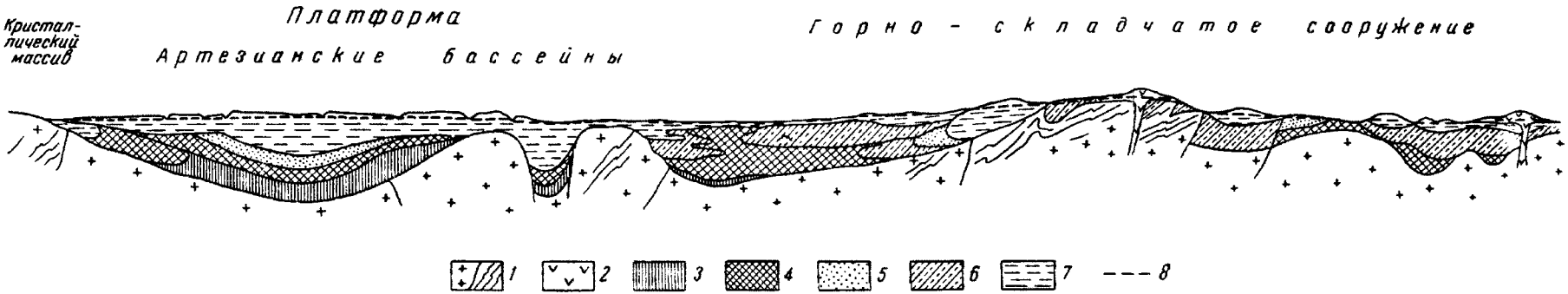


Рис. 56. Схема зональности подземных вод

1 — древний относительно водоупорный фундамент, с подземными водами в коре выветривания и в зонах разломов; *2*— молодые эффузивы; *3* — хлоридно-кальциево-натриевые рассолы зоны весьма замедленного водообмена; *4—6* минеральные воды зоны замедленного водообмена; *4* — хлоридно-натриевые; *5* — сульфатно-кальциевые; *6* — гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые; *7* — пресные воды зоны интенсивного водообмена; *8* — уровень воды

Таблица 19

Группы пород		Породы и илы	Число определений	Пористость в %			Всего определений
				максимальная	минимальная	средняя	
Свежие осадки		Илы глинистые . .	>18	90,0	19,83	50,0	>18
Почвы		Торф	>4	89,0	76,0	80,0	>54
		Различные типы почв	>50	65,0	43,75	55,0	
Породы верхней части коры выветривания		Пески	>267	48,0	17,33	35,0	>968
		Лёсс, лёссовидные суглинки	>282	59,06	35,3	45,0	
		Покровные суглинки	>94	50,0	24,23	35,0	
		Глины	>321	55,0	18,30	35,0	
		Известковые туфы	>4	32,2	20,2	25,0	
Осадочные породы	I	Пески рыхлые . . .	>54	50,9	26,4	35,0	
		Пески уплотненные	>46	29,5	11,2	25,0	
		Песчаники кайнозоя и мезозоя	>683	42,0	2,23	20,0	
		Песчаники палеозоя	>110	26,5	1,09	10,0—12,0	
		Известняки пористые	>76	34,0	0,21	5,0	
		Доломиты пористые	>9	33,0	1,5	5,0	
	II	Глины платформ . .	>273	54,93	17,23	40,0	>1337
		Глины складчатых областей	>28	50,8	10,4	20,0	
	III	Плотные известняки	>7	6,9	0,2	3,0	
		Гипс	>4	6,0	0,1	3,0	
		Ангидрит	>1	—	—	1,0	
	IV	Угли	>2	—	—	4,0	
	V	Мел	>33	55,0	3,28	30,0	
		Опока	>10	49,0	20,0	35,0	
		Инфузорная земля .	>1	—	—	91,0	

Продолжение таблицы 19

Группы пород		Породы и илы	Число определений	Пористость в %			Всего определений
				максимальная	минимальная	средняя	
Метаморфические породы		Сланцы глинистые	>14	10,0	0,49	4,0	>91
		Сланцы кровельные	59	10,28	1,16	4,0	
		Сланцы кремнистые	>2	0,91	0,85	1,0	
		Мрамор	>7	6,0	0,11	1,0	
		Кварциты	>5	3,4	0,008	1,0	
		Гнейсы	>2	2,4	0,3	1,0	
		Амфиболиты . . .	>2	1,1	0,9	1,0	
Кислые изверженные породы	I	Порфириты	>9	6,73	0,38	2,0	>75
		Фонолиты	>7	3,89	1,17	2,0	
	II	Граниты	>50	1,9	0,02	1,0	
		Сиениты	>7	2,8	0,5	1,0	
Основные изверженные породы	I	Эффузивы	>19	6,0	0,6	2,0	>29
	II	Интрузивы	>10	2,0	0,65	1,0	
							>2572

на передвижение воды оказывают большое влияние вогнутые водные мениски. В мелких порах вода находится в прочно связанном состоянии и удерживается поверхностью частиц почвы или породы (неактивные поры, по Н. А. Качинскому). Неровности стенок пустот, их извилистость и неправильные очертания усиливают трение. Схематическое изображение различных типов пустот в породах и зависимости пористости от структуры породы показано на рис. 57.

При изучении пористости осадочных пород необходимо обращать внимание на: 1) форму и расположение составляющих частиц; 2) степень их отсортированности; 3) цементацию и уплотнение, которым подвергалась порода после отложения; 4) вынос минерального вещества вследствие растворения циркулирующими водами; 5) наличие разломов и трещин.

В изверженных породах пористость носит иной характер. Во время затвердевания изверженных пород внутри некоторых кристаллов образуются небольшие полости или пузырьки, а между кристаллами — небольшие пустоты, заполненные водяным паром

или другими газами. В верхней части лавового потока вследствие выделения пара или другого газа часто образуются округлые пузыри и пустоты значительных размеров. Иногда эти пузыри настолько многочисленны, что придают породе очень высокую пористость. Деформации твердой фазы изверженных пород выражены многочисленными трещинами и разломами.

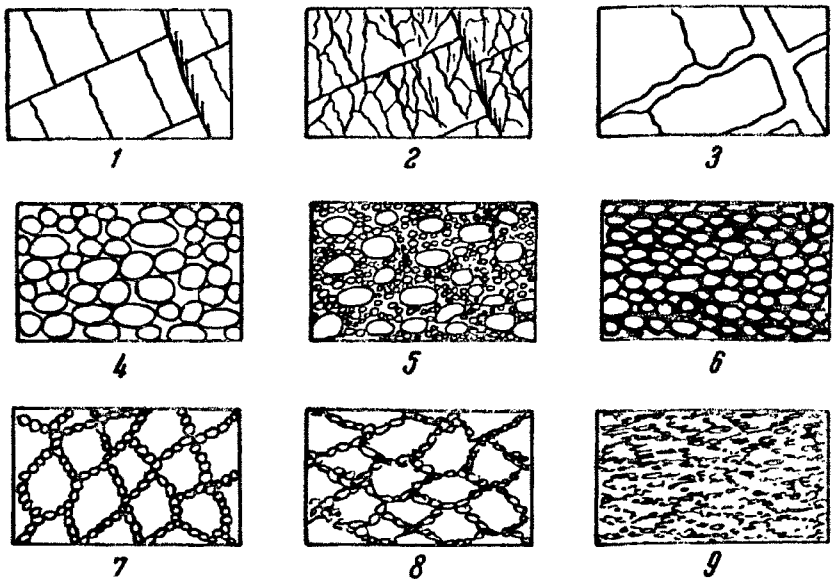


Рис. 57. Типы пористости горных пород

1 — скальная порода с отдельными структурными порами и трещинами; *2* — та же порода с пористостью, увеличившейся в результате процессов выветривания; *3* — кавернозная порода с крупными пустотами, подвергающаяся выщелачиванию и растворению; *4* — рыхлая песчаная порода с относительно хорошо отсортированными зернами и высокой пористостью; *5* — рыхлая песчаная порода с малой пористостью вследствие неравнозернистости; *6* — песчаная порода с малой пористостью в результате образования цемента пор и обрастания; *7* — лёссовидная порода с микро- и макропористостью; *8* — микропористая глинистая порода; *9* — глинистая порода с малой пористостью вследствие уплотнения. Последние три типа показаны с увеличением

Определение пористости. Величина пористости определяется отношением объема пустот к объему всей породы в сухом состоянии и выражается в долях единицы (коэффициент пористости) или в процентах. Порода считается насыщеной, если все ее пустоты заполнены водой. В насыщенной породе пористость практически измеряется процентным содержанием воды.

Например, надо определить пористость крупнозернистого песка. Для этого ящик (размером $0{,}5 \times 0{,}5 \times 0{,}5$ *м*) с зашпаклеванными щелями заполняют песком, после чего наливают в него воду. Предположим, что в него вошло 50 *л* воды; тогда пористость будет равна:

$$\frac{0{,}05}{0{,}5 \cdot 0{,}5 \cdot 0{,}5} = \frac{0{,}05}{0{,}125} = 0{,}4 \text{ или } 40\%.$$

В лабораторных условиях пористость определяется на основании изучения удельного и объемного весов породы.

Удельным весом γ называется отношение веса частиц породы g к их объему (без пор) V_t:

$$\gamma = \frac{g}{V_t}.$$

Объемным весом δ называется отношение веса частиц g к объему породы вместе с порами V:

$$\delta = \frac{g}{V},$$

Объем породы $V = V_t + V_п$, откуда объем пор $V_п = V - V_t$

Пористость n равна отношению объема пор к объему породы:

$$n = \frac{V_п}{V}$$

или в процентах:

$$n = \frac{V_п}{V} \cdot 100\%.$$

Она может быть также выражена следующим образом:

$$n = \left(1 - \frac{\delta}{\gamma}\right) \cdot 100\%.$$

Методика определения удельного веса и пористости пород подробно излагается в специальных руководствах. Удельный вес песка обычно определяется с помощью пикнометра. Более универсальным методом, пригодным и для связных и сцементированных пород, размокающих и разбухающих в воде, является метод предварительного парафинирования образца (с учетом объема занятого парафином).

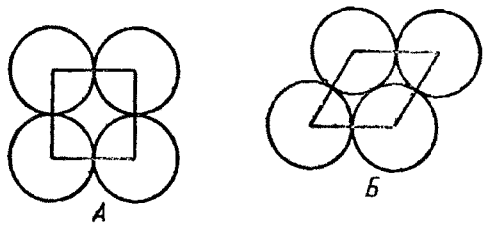


Рис. 58. Влияние расположения шаровых зерен на величину пористости
А — наименее плотное расположение;
Б — наиболее плотное расположение

Величина пористости осадочных зернистых пород зависит от расположения зерен. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим два идеальных случая упаковки правильных шаровых зерен: наименее плотное расположение — по кубу, и наиболее плотное расположение — по тетраэдру (рис. 58).

Для первого случая пористость может быть подсчитана по формуле:

$$n = \frac{d^3 - \frac{\pi d^3}{6}}{d^3} = 1 - \frac{3{,}14}{6} = 0{,}48.$$

Для тетраэдра

$$n = 0{,}26.$$

Следовательно, для однородного песчаного зернистого грунта пористость может колебаться в пределах 26—48%, т. е. в среднем она равна 37%.

Чем менее однородна зернистая порода, тем пористость ее меньше, так как она уменьшается в результате заполнения промежутков между крупными зернами более мелкими. При плотном заполнении пористость смеси, как показывают опыты, при-

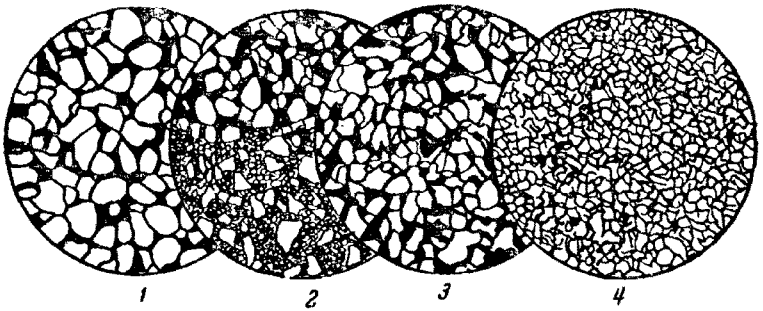


Рис. 59. Некоторые типы песчаных коллекторов нижнего карбона Приуралья (по П. П. Авдусину). Черным показаны поры, заполненные бакелитовым лаком

1 — песок кварцевый, $П_{эф} = 23$, $Ф = 0{,}33$; *2* — песчаник кварцевый, частично доломитизированный, $П_{эф}$ (для рыхлых разностей) = 18, $Ф = 0{,}29$; *3* — песок кварцевый, $П_{эф} = 20$, $Ф = 0{,}25$; *4* — песок алевритовый, $П_{эф} = 17$, $Ф = 0{,}19$

близительно равна произведению величин пористости отдельных компонентов. Например, имеется песок с пористостью $n_1 = 0{,}40$; добавляя к нему песок с $n_2 = 0{,}30$ в таком количестве, чтобы заполнить все поры, получим $n_3 = 0{,}40 \cdot 0{,}30 = 0{,}12$, т. е. всего 12%.

К весьма неоднородным породам относятся некоторые аллювиальные и пролювиальные галечники; их пористость иногда бывает менее 20%. Слоистые породы, состоящие из тонких слоев разной крупности зерен, в естественном залегании имеют более высокую пористость, чем смесь различных слоев.

П. П. Авдусин и М. А. Цветкова, изучая песчаные коллекторы нефти, приняли для характеристики пород две величины: $П_{эф}$ — эффективную пористость и $Ф$ — гидравлический коэффициент. Первая величина представляет собой объем свободно сообщающихся между собой пор, или «активную» пористость; вторая численно равна отношению периметра идеальной (цилиндрической) поры, эквивалентной по своему сечению сумме действительных пор в образце, к сумме периметров действительных пор последнего.

Определение эффективной пористости производится в шлифах следующим образом. Образец породы под вакуумом насыщается бакелитовым лаком, разогретым до температуры, при которой его вязкость соответствует вязкости нефти изучаемого месторождения. После просушивания и охлаждения из образца с затвердевшим в порах бакелитом изготовляется плоскопараллельный шлиф. Под микроскопом на выделенном участке шлифа измеряется площадь сечения окрашенных пор; деление ее на всю площадь участка дает величину эффективной пористости (рис. 59).

В зависимости от значения $П_{эф}$ Авдусин и Цветкова разбили все коллекторы на пять классов: коллекторы с эффективной пористостью более 20%, 20—15%, 15—10%, 10—5% и менее 5%.

Каждый класс, в зависимости от формы поровых пространств коллекторов и численного значения коэффициента $Ф$, они разделили на три группы. К первой относятся коллекторы, имеющие более или менее изометричное сечение поровых каналов, с $Ф > 0{,}20$; ко второй — имеющие среднее значение $Ф$ от 0,20 до 0,10; к третьей — характеризующиеся сложной структурой поровых пространств («слабо проницаемые»), с $Ф < 0{,}10$.

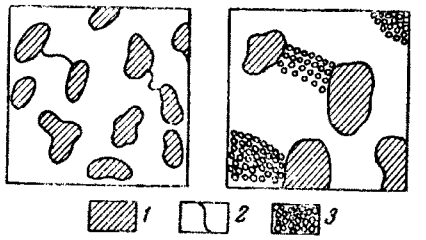


Рис. 60. Структура порового пространства (по Г. И. Теодоровичу)

1 — поры, ясно видимые в шлифе; *2* — тонкие проводящие канальцы — ходы сообщения; *3* — межзерновые поры

Г. И. Теодорович на основе микроскопического изучения пористости пришел к выводу, что основным фактором, определяющим величину проницаемости горных пород, является характер поровых пространств, зависящий от структуры породы, типа цемента и его количества. В карбонатных коллекторах большую роль играют тонкие канальцы, соединяющие отдельные поры (рис. 60), в которых при фильтрации жидкости происходит потеря напора; следовательно, величина $Ф$ может влиять на оценку проницаемости главным образом песчаных пород, но она теряет свое значение для большинства карбонатных пород.

Гранулометрический состав горных пород

Осадочные горные породы обычно служат хорошими коллекторами подземных вод, так как в процессе седиментации между частицами пород остаются пустоты. Такие породы состоят из элементов самой разнообразной величины, начиная от огромных глыб и валунов и кончая тончайшими коллоидными частицами.

Ниже приводится характеристика гранулометрических фракций осадочных пород:

		Диаметр частиц *мм*
Глинистые частицы (пелитовые)		< 0,005
Пылеватые частицы (алевритовые)	мелкие	0,005—0,01
	крупные	0,01 —0,05
Песчаные частицы (псаммитовые)	очень мелкие	0,05—0,25
	мелкие	0,25—0,5
	средние	0,5 —1,0
	крупные	1,0 —2,0
Гравелистые частицы	мелкие	2,0— 5,0
	средние	5,0— 7,0
	крупные	7,0—10,0
Галька		10,0—100
Валуны		>100

Л. В. Пустовалов определяет границы фракций по десятичной системе; например, для песчаных частиц он принимает максимальный размер 1 *мм*, минимальный 0,10 *мм*, для пылеватых соответственно 0,10 и 0,01 *мм*, для глинистых — менее 0,01 *мм*. Частицы наиболее мелких фракций (менее 0,01 *мм*) могут быть разделены на суспензии, или грубые дисперсии (0,01—0,0001 *мм*, т. е. до 0,1 μ), коллоидные частицы (0,1—0,001 μ) и молекулярные растворы (менее 0,001 μ). Примером гранулометрической классификации грунтов может служить классификация, принятая Всесоюзной дорожной конференцией в 1931 г. (табл. 20).

Таблица 2

Название грунта	Содержание частиц в %		
	глинистых (<0,005 *мм*)	пылеватых (0,05—0,005 *мм*)	песчаных (2,0—0,05 *мм*)
Глина	> 60	—	—
Глинистый грунт	60—30	—	—
Пылевато-глинистый грунт	60—30	Больше, чем в каждой из двух других групп в отдельности	—
Тяжелый суглинок	30—20	—	Больше, чем пылеватых
Средний суглинок	20—15	—	Больше, чем пылеватых
Пылеватый тяжелый суглинок	30—20	Больше, чем песчаных	—
Пылеватый средний суглинок	20—15	Больше, чем песчаных	—
Легкий суглинок	15—10	—	Больше, чем пылеватых
Пылеватый легкий суглинок	15—10	Больше, чем песчаных	—
Супесь	10—3	—	Больше, чем пылеватых
Пылеватый грунт	10—3	Больше, чем песчаных	—
Пыль	< 3	>50	—
Пылеватый песок	< 3	50—20	—
Песок	< 3	<20	—

Гидрогеологическая оценка рыхлых пород может быть сделана на основании лабораторного изучения их гранулометрического состава. Методы лабораторного исследования почв и горных пород широко применяются в почвоведении и грунтоведении; они вошли также в практику гидрогеологических работ. Гранулометрический состав пород изучается путем механического или, как его иначе называют, гранулометрического анализа. Последний основан на нарушении естественной структуры породы, ее дезинтеграции, учете (по весу или по количеству зерен) частиц различного размера и, следовательно, на изучении как бы расчлененного скелета осадочной горной породы.

Применяется также микроскопическое изучение пород с ненарушенной структурой, что позволяет точнее оценить их пористость.

Графическое изображение гранулометрического состава дает наглядное представление о соотношении различных частиц и степени их отсортированности. В настоящее время обычно применяется метод интегральных кривых, который заключается в том, что на оси абсцисс откладываются диаметры частиц или их логарифмы (последнее более показательно), а на оси ординат — суммарное содержание частиц от самых мелких до данной величины в процентах. Таким образом, наибольшему диаметру соответствует 100-процентное содержание (табл. 21, рис. 61).

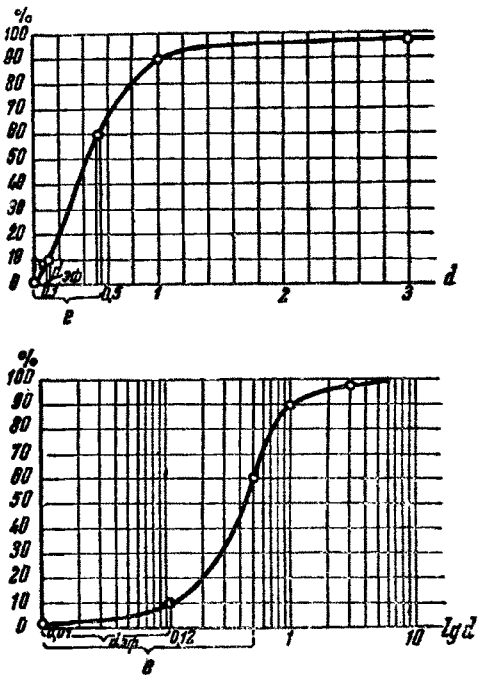


Рис. 61. Интегральная кривая гранулометрического состава песка (верхний график в нормальном масштабе, нижний — в логарифмическом)

Характеристика гранулометрического состава породы или почвы в зависимости от способа их обработки получается различной. Примером могут служить интегральные кривые состава грунтов Муганской степи, изученного по трем схемам обработки (рис. 62): 1) предварительные операции были сведены до минимума, чтобы создать условия, приближенные к естественным; 2) из навески породы путем промывания водой были удалены хлористые соли; 3) навеска породы была предварительно обработана

Таблица 21

Диаметр частиц каждой фракции *мм*	Содержание отдельных фракций %	Диаметр наиболее крупных частиц *мм*	Суммарное содержание фракций %
< 0,01	1,2	0,01	1,2
0,01—0,1	7,3	0,1	8,5
0,1—0,5	51,5	0,5	60.0
0,5—1,0	29,4	1,0	89.4
1,0—3,0	8,2	3.0	97.6
3,0—5,0	2,4	5,0	100,0

слабой соляной кислотой для разрушения карбонатов и очень слабым раствором HCl и NaCl для удаления сульфатов, а затем промыта водой для удаления хлористых солей.

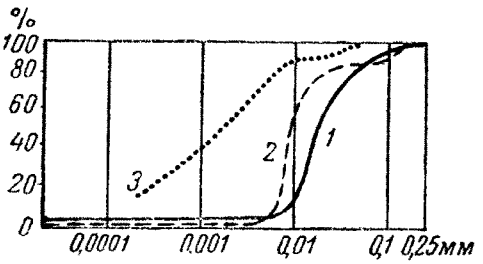


Рис. 62. График гранулометрического состава породы в зависимости от обработки породы (по Ф. П. Саваренскому)

Интегральные кривые (в логарифмическом масштабе): *1* — при обработке по первой схеме; 2 — по второй; 3 — по третьей

Правильную оценку водных свойств породы можно сделать, только произведя обработку ее по разным схемам.

Интегральная кривая позволяет определить весьма важные характеристики породы: эффективный диаметр и коэффициент неоднородности (по А. Хазену).

Эффективным, или действующим, диаметром $d_{эф}$ называется такой диаметр, который имеют частицы однородной породы, эквивалентной по фильтрационным свойствам данной неоднородной породе. Оказывается, что он соответствует диаметру, меньше которого имеют частицы, составляющие в неоднородной породе 10%. Для определения эффективного диаметра надо найти точку пересечения интегральной кривой с линией, проведенной параллельно оси абсцисс через ординату 10% (см. рис. 61).

Коэффициентом неоднородности f называется отношение диаметра e, меньше которого имеют частицы, составляющие в породе 60%, к величине эффективного диаметра. Для расчетов водопроницаемости пород по эффективному диаметру коэффициент неоднородности не должен превышать 5. Например, $d_{эф} = 0{,}12$ *мм*, $e = 0{,}50$ *мм*, $f = \frac{e}{d_{эф}} = 4{,}2$. Величина e на графике определяется пересечением интегральной кривой с линией, проведенной параллельно оси абсцисс через ординату 60% (см. рис. 61).

Таким образом, по графику гранулометрического состава можно установить степень однородности породы, что дает воз-

можность определить пористость. Чем неоднороднее порода, тем она менее пориста и, следовательно, тем меньше ее водопроницаемость.

Породы, обладающие наибольшей однородностью частиц, дают на графике наиболее крутую кривую, кривые плохо отсортированных осадков — более или менее пологие. Горизонтальное направление кривой на каком-либо ее участке указывает на отсутствие частиц соответствующих размеров. Вертикальный ход кривой говорит о наличии значительного количества частиц соответствующих размеров.

Влажность горных пород

Известно, что горные породы содержат в том или ином количестве воду. В зоне аэрации содержание ее меняется в течение года в зависимости от метеорологических условий. В зоне насыщения влажность практически постоянна и обычно является максимально возможной для данной пористости.

Определение естественной влажности породы производится по образцам с ненарушенной структурой, взятым из специально вырытых шурфов; чтобы влага не испарялась, образец заливают парафином. Величина естественной влажности определяется высушиванием образца до постоянного веса.

Количество содержащейся в породе воды может быть выражено весовой влажностью w, т. е. отношением веса воды к весу сухой породы, и объемной влажностью n_w, т. е. отношением объема воды к объему породы. Весовую влажность принято выражать весом воды, приходящейся на 1 *г* абсолютно сухой породы, а объемную влажность — объемом воды, содержащейся в 1 $см^3$ влажной породы.

Весовая влажность w и объемная влажность n_w связаны между собой соотношениями:

$$w = \frac{n_w}{\delta};$$

$$n_w = w\delta,$$

где δ — объемный вес сухой породы.

Относительная влажность, или коэффициент влажности, K_w указывает, какая часть объема пор занята водой:

$$K_w = \frac{w\delta}{n},$$

где n — коэффициент пористости.

В абсолютно сухой породе относительная влажность $K_w = 0$, а при полном заполнении пор водой $K_w = 1$. По величине K_w песчаные породы делят: на сухие, если $0 < K_w < \frac{1}{3}$; влажные, если $\frac{1}{3} < K_w < \frac{2}{3}$ и мокрые до насыщения, если $\frac{2}{3} < K_w < 1$.

Дефицитом (недостатком) насыщения породы D_w называется количество воды, которое может дополнительно вместиться в породе в естественных условиях ее влажности. Он выражается процентным отношением объема воды, идущей на насыщение, к объему породы и определяется по разности между насыщением и естественной влажностью.

Пример. Влажность песка равна 12% (в весовых единицах), а пористость 30%; удельный вес песка $\gamma = 2{,}65$. Определить дефицит насыщения.

Решение. Объемный вес

$$\delta = \frac{(100 - n)\gamma}{100} = \frac{(100 - 30) \cdot 2{,}65}{100} = 1{,}85.$$

Объемная влажность

$$n_w = 12 \cdot 1{,}85 = 22{,}2\%.$$

Отсюда дефицит насыщения породы

$$D_w = 30 - 22{,}2 = 7{,}8\%.$$

Для оценки влажности почвенного слоя, имеющей большое значение для сельского хозяйства, вводятся следующие понятия: эквивалент влажности, коэффициент завядания и гигроскопическая влажность.

Эквивалент влажности — условная величина; он представляет собой процентное содержание в почве воды, которую удерживает образец почвы в центрифуге при центробежной силе, в 3000 раз превышающей силу тяжести.

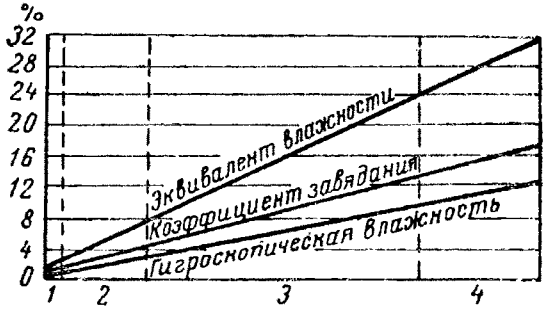


Рис. 63. Диаграмма зависимости между гигроскопической влажностью, коэффициентом завядания и эквивалентом влажности

1 — грубый песок; *2* — тонкий песок; *3* — песчаная глина; *4* — иловатая глина

Коэффициент завядания K_u — это процентное отношение веса воды в почве w_u в момент, когда листья растений начинают увядать, к весу сухой почвы d_s:

$$K_u = \frac{w_u}{d_s} \cdot 100\%.$$

Дальнейшее высыхание почвы может привести ее в состояние гигроскопической влажности $w_г$. Удаление гигроскопической воды возможно при температуре выше 100—105°. Гигроскопическая влажность почвы обычно немного меньше (в среднем около 0,75) коэффициента завядания; она выражается процентным отношением веса воды, которую поглощает совершенно сухая почва, находящаяся в соприкосновении с насыщенной влагой атмосферой (до наступления равновесия), к весу сухой почвы. Соотношение между коэффициентом завядания, гигроскопической влажностью и эквивалентом влажности и их зависимость от характера пород показаны на рис. 63.

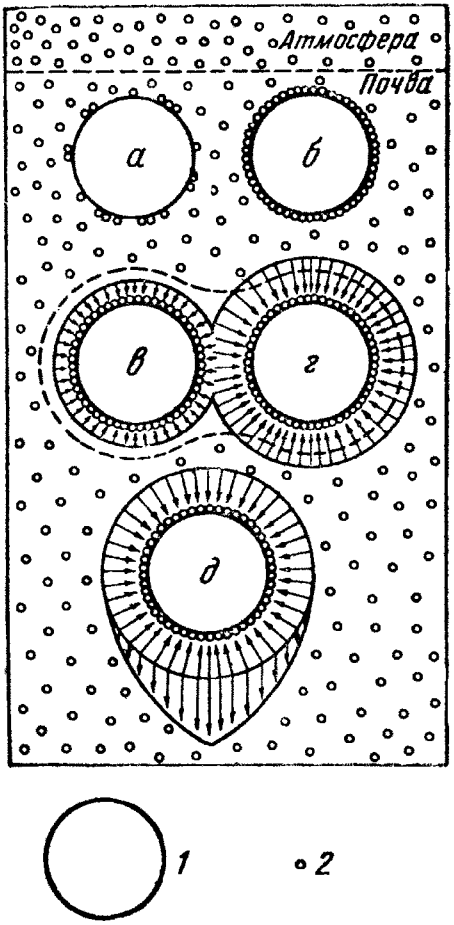


Рис. 64. Схема видов воды в почве (по А. Ф. Лебедеву)

1 — частицы почвы; *2* — молекулы воды в виде пара. *а* — частицы с неполной гигроскопичностью; *б* — частицы с максимальной гигроскопичностью; *в* и *г* — частицы с пленочной водой; вода движется от частицы *г* к частице *в*, окруженной более тонкой пленкой; *д* — частицы с гравитационной водой

Виды воды в горных породах

Горные породы содержат различные виды воды (рис. 64). Впервые это было отмечено и доказано весьма интересными экспериментальными исследованиями русским ученым А. Ф. Лебедевым, который выделил следующие основные виды воды, отличающиеся физическими свойствами: 1) водяной пар, 2) гигроскопическая вода, 3) пленочная вода, 4) гравитационная вода и 5) вода в твердом состоянии. В дальнейшем идеи Лебедева подвергались разработке и уточнению, были внесены некоторые поправки, но принципиальных изменений предложенная им схема различных видов воды в горных породах не претерпела.

А. М. Васильев, развивая схему Лебедева, предлагает различать в почво-грунте: минеральные зерна (кварца и др.) и глинисто-коллоидные частицы. В то время как первые в процессе поглощения водяных паров покрываются пленочной водой, во вторых поглощение происходит внутри частиц интермицеллярным путем (между мицеллами[1]) и сопровождается выделением тепла и набуханием.

А. М. Васильевым выделены следующие формы воды (рис. 65): 1) вода в форме пара; 2) химически сорбированная вода, поглощаемая коллоидными оболочками частиц почво-грунта с выделением тепла (до максимальной гигроскопичности включительно); 3) осмотически впитанная вода, поглощаемая набухающими коллоидными оболочками без выделения тепла (от максимальной гигроскопичности до влажности максимального набухания); 4) слабо связанная вода, окружающая предельно набухшую частицу в виде оболочки; в почво-грунтах с естественным сложением слабо связанная вода обычно занимает только периферийную часть капиллярных ходов (пор), но иногда она может и полностью заполнять их; для ее передвижения необходимо создать довольно значительный напорный градиент; 5) свободная вода; при отсутствии сил для ее связывания заполняет центральные части капиллярных ходов и передвигается под влиянием сил тяжести.

Более подробно вопросы подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений рассмотрены С. И. Долговым (1948), который различает три формы воды в почвах.

I. Сорбированная вода (или связанная, гидратационная, пленочная). Она удерживается частицами почвы под влиянием сорбционных сил (сил непосредственного взаимодействия молекул воды с поверхностью почвенных частиц и с сорбированными ионами) и под действием тех же сил может несколько перемещаться.

II. Свободная вода (или жидкая, капиллярно-гравитационная). Движется и удерживается под влиянием гравитационных или капиллярных (менисковых) сил в зависимости от степени заполненности почвенных пор водой.

III. Парообразная вода (водяной пар). Движется в порах почвы, не заполненных жидкой водой, диффузно (под влиянием различия в упругости водяных паров) или с потоком воздуха.

Сорбированную воду можно подразделить на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

---

[1] Мицеллой называется частица коллоидного вещества с адсорбированными на ее поверхности ионами, окруженная эквивалентным количеством противоионов, т. е. ионов противоположного знака. Таким образом, мицелла состоит из ядра, окруженного ионным электрическим слоем. При пропускании тока через коллоидный раствор мицелла как бы разрывается. Коллоидная часть вместе с адсорбированными на ней ионами идет к одному электроду, а окружающие ее противоионы — к другому (электрофорез).

1. Прочносвязанная вода образуется путем адсорбции молекул воды поверхностью частиц с значительным выделением тепла (теплота смачивания). Эта вода облекает поверхность частиц пленкой, причем пленка тем тоньше, чем выше дисперсность почвенной массы. По своим свойствам адсорбированная вода близка к твер-

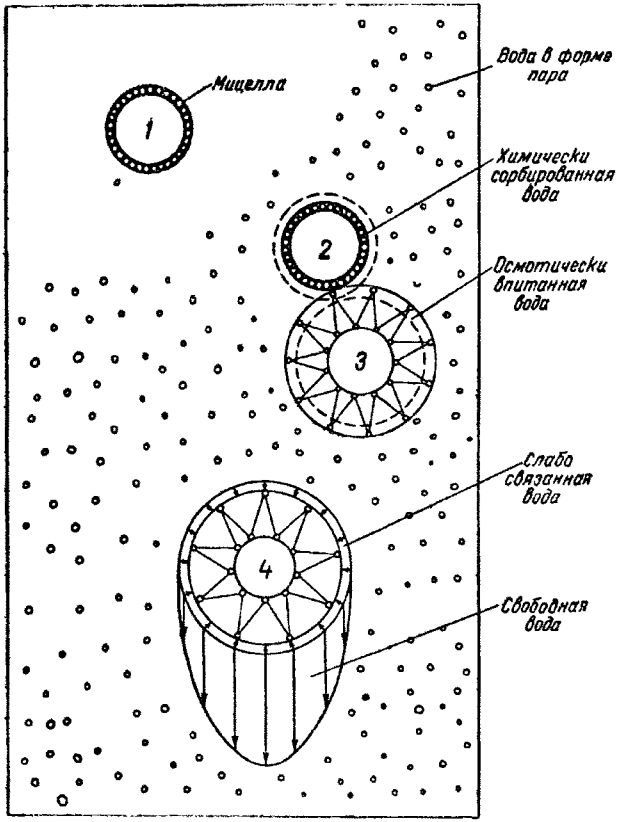


Рис. 65. Схема форм воды в грунтах (по А. М. Васильеву)

1 — естественно-элементарная частица почво-грунта при отсутствии увлажнения; *2* и *3* — та же частица в стадии увлажнения, соответствующей: *2* — максимальной гигроскопичности, *3* — максимальному набуханию коллоидной оболочки; передвижение осмотически впитанной воды происходит от более оводненной коллоидной оболочки *3* к менее оводненной *2* (пунктиром обозначены границы оболочек после окончания движения воды); *4* — та же частица в стадии максимального оводнения

дому телу. Может передвигаться, только переходя в пар. Для растений она не доступна, так как удерживается очень большим давлением — до 10 000 *атм*.

2. Рыхлосвязанная, или собственно пленочная, вода располагается поверх адсорбированной воды и входит в гидратные оболочки диссоциированных адсорбированных ионов. Рыхлосвязанная вода находится в жидком состоянии, но обладает повышенной

вязкостью и удерживается поверхностью почвенных частиц слабее, чем адсорбированная. Образование этой воды не сопровождается выделением экспериментально уловимых количеств тепла. Она может весьма медленно передвигаться по поверхности почвенных частиц и труднодоступна для растений.

Свободная вода может находиться в четырех состояниях.

1. Капиллярно-разобщенное или капиллярно-неподвижное (стыковое) состояние. Поведение этой воды определяется главным образом менисковыми силами. Капиллярное отрицательное давление может вызвать движение свободной воды лишь в пределах одной капли. Максимальное количество капиллярно-неподвижной воды соответствует влагоемкости разобщенных капилляров или почвенной влажности устойчивого завядания растений. Вода труднодоступна для растений.

2. Капиллярно-подвижное (четочное) состояние возникает при увеличении содержания воды и соприкосновении отдельных ее скоплений. Давление (как капиллярное, так иногда и гравитационное) передается по всей массе почвенной влаги, хотя эта передача затруднена узостью водных путей в точках соприкосновения. Вода более сухих участков подтягивает воду из более влажных участков. Вода доступна для растений.

3. Капиллярное легкоподвижное состояние возникает обычно при капиллярном подъеме воды грунтового потока или при просачивании атмосферных вод. Так как системы капиллярных пор оказываются целиком заполненными водой, капиллярное отрицательное (менисковое) давление передается по всей массе воды. Для растений вода легкодоступна.

4. Просачивающееся состояние. При дальнейшем обогащении почвы водой мениски на границе *почвенная влага — воздух* становятся более плоскими (капиллярное давление уменьшается или исчезает совсем), вся свободная вода, подчиняясь силе тяжести, переходит в просачивающееся состояние и доходит до грунтовых вод.

Парообразная вода занимает все поры, свободные от жидкой воды. Она образуется из всех других форм почвенной влаги путем испарения и вновь переходит в них путем конденсации. Общее количество ее в почве не превышает 0,001 % от веса почвы. Непосредственного участия в снабжении растений водой не принимает.

Вопросы взаимоотношения воды и горной породы изучались и рядом других специалистов: химиков, физиков, почвоведов и грунтоведов (Г. И. Покровский, И. В. Попов, Н. А. Цитович, А. М. Васильев, Н. Я. Денисов, В. Д. Ломтадзе и др.). Эти вопросы подробно рассматриваются также В. А. Приклонским в специальном руководстве по грунтоведению (1949). Здесь мы кратко остановимся на понятии о связанных водах в глинах, поскольку они при геологических процессах могут переходить из глин в водоносные горизонты.

В глинистых породах различают два вида связанной воды: 1) воду, прочно связанную с коллоидными частицами, образующую вокруг них гидратные оболочки и участвующую вместе с ними в броуновском движении, электрофорезе, седиментации и т. п., и 2) воду, являющуюся лишь дисперсной средой, в которой находятся мицеллы. В некоторых случаях водные оболочки вокруг частиц настолько разрастаются, что вся вода принимает характер связанной воды. Коллоидная система переходит в состояние геля. Связанная вода в коллоидных системах отличается тем, что она не способна к растворению, имеет повышенную плотность, пониженную диэлектрическую постоянную и пониженную точку замерзания.

Связанная вода входит также в состав других минералов. Так, кристаллы гипса содержат на каждую молекулу сернокислого кальция две молекулы, или 20,3%, воды ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$); в кристаллах глауберовой соли (мирабилита) на каждую молекулу сернокислого натрия приходится десять молекул, или 55%, воды ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$); лимонит ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$) содержит 25,2% воды. Связанная вода входит также в состав опала, слюды, хлорита, талька и глинистых минералов. Она выделяется из минералов при нагревании. Например, гипс при 107° теряет одну, а при 170° вторую молекулу воды и превращается в ангидрит ($CaSO_4$).

Различают несколько видов воды в минералах: воду цеолитную, кристаллизационную и конституционную.

Цеолитная вода связана с минералами очень непрочно: она выделяется при низких температурах, и количество ее зависит от влажности воздуха. Цеолитную воду часто трудно отличить от гигроскопической.

Кристаллизационная вода более тесно связана с минералами, но также выделяется при сравнительно невысоких температурах.

Конституционная вода выделяется из минерала только при очень высоких температурах, и водород в ней способен замещаться металлом.

Характеристика этих видов воды, заимствованная из работы Д. С. Белянкина (1933) «О воде в некоторых минералах», приведена в табл. 22.

Д. С. Белянкин относит конституционную и кристаллизационную воду к водам связанным, так как при выделении этих видов воды в процессе дегитратации минералов разрушается пространственная решетка последних и возникают новые минералы. Воду цеолитную он считает свободной, так как при выделении ее кристаллическая структура минералов остается нетронутой. Таким образом, понятие о «свободной» воде в петрографии, почвоведении и гидрогеологии несколько различается.

А. Г. Бетехтин (1950) в своей капитальной работе «Минералогия» утверждает, что «к числу водных соединений следует относить только такие, которые в своем составе содержат электрически нейтральные молекулы воды». Эти молекулы при нагревании

Таблица 22

Виды воды	Характеристика	Температура выделения °С	Пример минерала
Конституционная	H и O находятся в молекуле минерального соединения в столь тесной связи, что могут быть выделены из него лишь при полном разрушении молекулы, чаще всего при температуре выше 400°. Минералы с конституционной водой образуются лишь в условиях повышенного давления	450—500	Диаспор $AlO \cdot OH$ Мусковит $(K,H)_2 Al_2Si_2O_8$
Кристаллизационная	H и O входят в состав минерального соединения в виде молекулы H_2O. При дегидратации остается безводное соединение, полученное как бы простым вычитанием воды из первоначального гидрата. Количество молекул воды находится в постоянном и простом отношении к количеству молекул безводного соединения	Ниже 400	Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ Сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
Цеолитная	Подобна предыдущей, но отношение числа молекул H_2O к числу молекул безводного вещества может меняться непрерывно и в широких пределах без нарушения физической однородности вещества	Начало 80—120, конец около 400	Анальцим $Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot H_2O$ Опал $SiO_2 \cdot H_2O$

могут быть удалены сравнительно легко. Гидроксильный ион OH^- способен заменять в соединениях анионы F^-, Cl^- и прочно удерживается в кристаллической решетке. Минералы, представляющие собой кислые соли, в числе катионов заключают водородный ион (H^+). Поэтому он рекомендует в химических формулах минералов указывать раздельно водород, гидроксил и молекулы воды. По его мнению, например, малахит $Cu_2[CO_3][OH]_2$ является «не водным, а основным безводным карбонатом меди».

Интересную схему типов воды в кристаллах и твердых коллоидах приводит В. Соболев (1949) в своей работе «Введение в минералогию силикатов».

Современные представления о всех видах воды, которые могут быть встречены в горных породах, отражены на рис. 66.

Водные свойства пород

Главнейшими водными свойствами пород являются: влагоемкость, водоотдача и водопроницаемость.

Влагоемкостью называется способность горных пород вмещать и удерживать определенное количество воды. По степени влагоемкости породы могут быть подразделены на три категории: весьма влагоемкие (торф, суглинки, глины), слабо влагоемкие

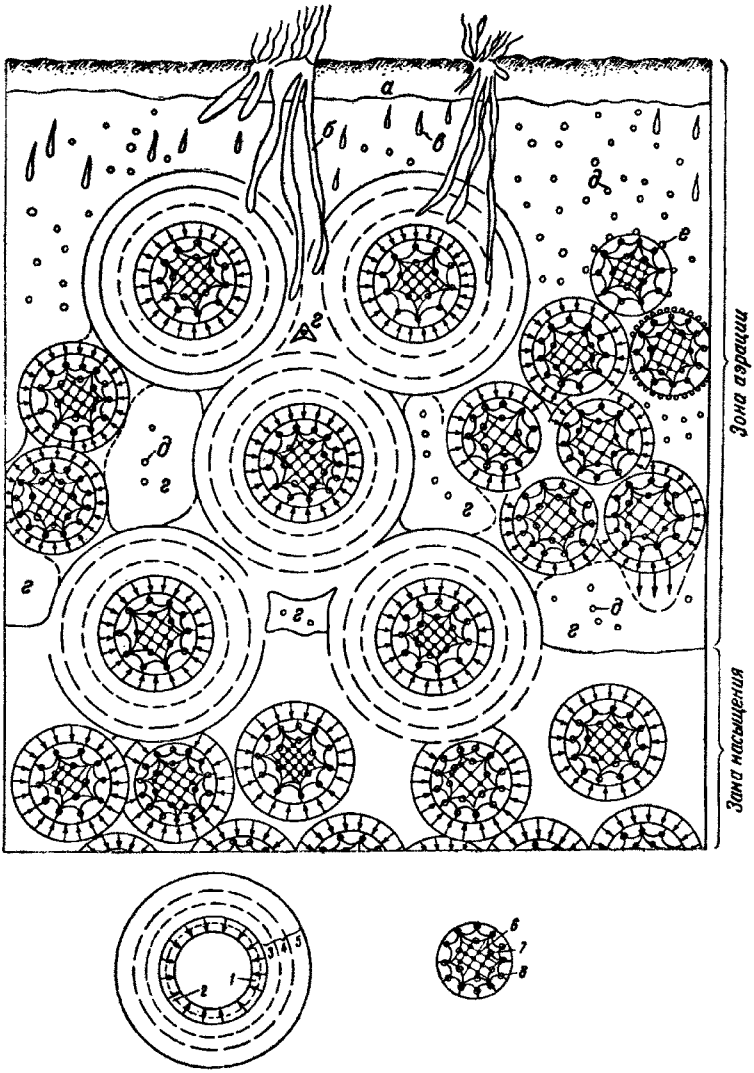


Рис. 66. Схема видов воды в почвах и породах

а — подзона почвенной воды; *б* — корни растений; *в* — свободно просачивающаяся вода; *г* — воздух; *д* — водяной пар; *е* — гигроскопическая вода. Сорбированная вода: *1* — прочносвязанная; *2* — рыхлосвязанная. Свободная вода: *3* — капиллярно-неподвижная (при стыковом состоянии); *4* — капиллярно-подвижная (при четочном состоянии); *5* — капиллярная легкоподвижная. Связанная вода: *6* — конституционная; *7* — кристаллизационная; *8* — цеолитная

(мергели, мел, рыхлые песчаники, глинистые и мелкие пески, лёсс), невлагоемкие (массивные изверженные и осадочные породы, галечник, гравий, песок).

Полной влагоемкостью w_t называют содержание в породе воды при полном насыщении пор, которое наблюдается, например, в водоносных пластах зоны насыщения. Эта величина определяется теми же способами, что и пористость, и выражается в процентах к весу сухой породы.

Неполной, или *капиллярной, влагоемкостью* w_k называют способность породы удерживать в капиллярах определенное количество воды. Величина капиллярной влагоёмкости, определенная экспериментально, колеблется в зависимости от принятой методики определения. Для пород, обладающих только капиллярными порами, она равна полной влагоемкости.

Максимальной молекулярной влагоемкостью w_m называется количество воды, удерживаемое в виде пленок на частицах породы силами молекулярного притяжения.

Максимальная молекулярная влагоемкость породы может быть определена по гранулометрическому составу на основании опытных данных, имеющихся для некоторых фракций:

Диаметр частиц, *мм*	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
1,00 —0,50	1,57
0,50 —0,25	1,60
0,25 —0,10	2,73
0,10 —0,05	4,75
0,05 —0,005	10,18
0,005—0	44,85

Можно указать и другие приемы определения максимальной молекулярной влагоемкости горных пород.

1. Способ высоких колонн сводится в основном к определению влажности в слоях грунта над капиллярной зоной после стекания гравитационной воды.

2. Способ центрифугирования заключается в удалении из образца грунта гравитационной воды при помощи мощной центрифуги; для глинистых грунтов рекомендуется применять центрифугу, развивающую ускорение, превышающее ускорение силы тяжести более чем в 5000 раз.

3. Метод влагоемких сред состоит в удалении гравитационной воды путем прессования пробы грунта средн слоев фильтровальной бумаги.

Максимальной гигроскопической влагоемкостью, или *максимальной гигроскопичностью* w_h, называется максимальное количество гигроскопической воды, поглощаемое породой из атмосферы с выделением тепла. Величина w_h зависит от гранулометрического состава породы, поэтому по ней можно определить величину поверхности частиц (табл. 23).

Максимальная гигроскопичность породы определяется путем высушивания образца, предварительно увлажненного особым способом, при 105—110° до постоянного веса.

Таблица 23

Породы	Максимальная гигроскопичность %	Поверхность частиц (на 1 г породы) $м^2$
Мелкий кварцевый песок	0,03	0,14
Супесь	1,40	5,60
Средний суглинок	3,00	12,00
Каолин	3,19	21,60
Тяжелая глина	23,81	95,24

Водоотдачей называется разность между полной и максимальной молекулярной влагоемкостью. Удельная водоотдача характеризует количество гравитационной воды, которое можно получить из 1 $м^3$ породы. Таким образом, коэффициентом водоотдачи μ может быть названо отношение количества воды, которое может отдать порода, к общему объему воды в породе. Количество отдаваемой воды можно выражать в кубических метрах, литрах и процентах. Для гидрогеологических расчетов правильное определение величины водоотдачи имеет большое значение.

Водопроницаемость — это способность горной породы пропускать через себя воду. Степень водопроницаемости породы не определяется абсолютной величиной пористости, она зависит от размера пустот или диаметра пор. Горная порода с весьма значительной пористостью может быть непроницаемой, как, например, глина, пористость которой часто достигает 60%. Песок же, пористость которого составляет всего 30%, отличается хорошей водопроницаемостью.

По степени водопроницаемости горные породы можно подразделить на три группы: 1) водопроницаемые, к которым относятся осадочные рыхлые обломочные породы (галечник, гравий, песок), а также трещиноватые компактные породы; 2) полупроницаемые, т. е. глинистые пески, лёсс, торф, рыхлые разности песчаников, реже пористые известняки и мергели; 3) непроницаемые (водоупорные), к которым принадлежат массивные кристаллические и осадочные породы, если только они не трещиноваты, а также глины.

Водопроницаемость пород, зависящая от наличия трещин и разломов, называется макропроницаемостью, а зависящая от наличия пор, — микропроницаемостью.

Глава 8

ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Общие понятия

Отрасль гидрогеологии, изучающая законы движения подземных вод, обусловленного естественными и искусственными факторами, называется динамикой подземных вод. Следует различать движение воды, которое происходит в порах и трещинах ненасыщенных водой горных пород, от движения ее в водонасыщенных пластах.

Ненасыщенные породы обычно встречаются в зоне аэрации, в которой влага перемещается или в парообразном состоянии или в виде пленочной, капиллярной и гравитационной воды. Степень подвижности воды зависит от формы связи ее с твердыми частицами почв и пород, а также от величины и строения пор. Движение воды в парообразном состоянии направлено от участков с большей упругостью водяного пара к участкам с меньшей его упругостью. Упругость же водяного пара зависит от температуры и влажности пород. Как было доказано опытами А. Ф. Лебедева, летом водяные пары в зоне аэрации перемещаются сверху вниз, а зимой — снизу вверх.

Сухая почва поглощает содержащиеся в атмосфере пары воды и конденсирует их на поверхности частиц и в мельчайших порах, в результате чего образуется гигроскопическая вода. Чем выше относительная влажность воздуха, тем больше гигроскопической воды может поглотить сухая почва.

Гигроскопическая вода, будучи тесно связанной с частицами почв и пород, передвигается в порах только в виде водяного пара. Предполагается, что и прочносвязанная (адсорбированная) вода также может передвигаться, только переходя в форму пара.

Движение рыхлосвязанной (пленочной) воды происходит очень медленно по поверхности твердых частиц; процесс перемещения подчиняется действию сил молекулярного притяжения, обусловленных, с одной стороны, наличием у частиц электрического заряда и двойного электрического слоя, а с другой — полярностью молекул воды.

Капиллярное движение воды возникает как в верхней части зоны аэрации, при просачивании атмосферных вод через почвы и породы, находящиеся в состоянии полного смачивания пленоч-

ной водой, так и в подзоне капиллярного поднятия над уровнем грунтовых вод. В подзоне капиллярного поднятия вода поднимается вверх и удерживается силами поверхностного натяжения вогнутых водных менисков, возникающих в капиллярных порах.

Просачивание (фильтрация) воды через зону аэрации может происходить или в виде свободного стекания воды, или, при сильном увлажнении, в виде просачивания под напором. В первом случае происходит смачивание породы, после чего под влиянием силы тяжести начинается движение избыточной гравитационной воды по свободным порам в виде отдельных струек. Во втором случае поры породы целиком заполняются водой и дальнейшее ее движение из верхних слоев в нижние происходит путем передачи напора. Этот вид движения называют нормальной инфильтрацией [1].

Основные вопросы динамики подземных вод касаются движения воды непосредственно в водоносных горизонтах, где оно происходит в результате передачи гидростатического давления от участков с более высоким уровнем воды к участкам с более низким уровнем. Динамику подземных вод следует рассматривать вместе с вопросами их баланса и режима, так как колебания уровня и дебита подземных вод зависят от многих факторов и являются следствием изменяющегося во времени, т. е. неустановившегося движения.

Методы динамики подземных вод позволяют решать многие практические задачи: определять водопроводимость и производительность водоносных пластов, рассчитывать приток воды к водозаборным сооружениям — колодцам, буровым скважинам, водосборным галереям, каналам, определять возможный приток воды в горные выработки, давать прогноз режима подземных вод и др.

Начало изучению движения воды в пористых породах положил французский гидравлик Дарси, который в середине XIX века установил основной линейный закон фильтрации в пористой среде, названный его именем, и ввел понятие о коэффициенте фильтрации, или водопроницаемости.

В дальнейшем учение о движении подземных вод развивалось главным образом благодаря трудам русских и советских ученых, которые рассматривали вопросы динамики подземных вод с учетом природной обстановки движения жидкостей в горных породах. Одна из первых известных работ в этой области принадлежит А. А. Краснопольскому, который вывел уравнение движения подземных вод в трещиноватых породах.

---

[1] Для количественной оценки просачивания воды в зоне аэрации применяются специальные методы, основанные на опытном поглощении воды в специально вырытых шурфах. Эти методы (А. И. Болдырева, Е. А. Замарина, И. С. Нестерова и др.) рассматриваются в курсе динамики подземных вод.

В результате многочисленных исследований советских ученых: Н. Е. Жуковского, Н. Н. Павловского, Л. С. Лейбензона, П. Я. Полубариновой-Кочиной, В. Н. Щелкачева, И. А. Чарного, Ф. Б. Нельсона-Скорнякова и др., в настоящее время сформировалась новая научная дисциплина — подземная гидравлика, изучающая законы движения подземных вод в природных водонапорных системах вместе с заключенными в водах газами. Эта дисциплина имеет большое значение для разработки методов рациональной эксплуатации минеральных вод, рассолов, нефтяных и газовых месторождений.

В связи с тем, что глубоко залегающие подземные воды часто связаны с нефтяными месторождениями, гидрогеологу необходимо знать виды взаимодействия между водой, нефтью и газом. В настоящее время в подземной гидравлике введено понятие о режиме пласта, под которым понимается совокупность факторов, влияющих на движение воды, нефти и газа в пористых пластах (Щелкачев и Лапук, 1949).

Выделяются следующие типы режима пластов:

Водонапорный режим. Нефть или газ вытесняется под действием напорной воды, окружающей залежь; по мере вытеснения нефти или газа пласт постепенно замещается водой.

Газонапорный режим. Нефть или вода вытесняется из пласта под действием свободно выделяющегося газа.

Режим «растворенного газа» или точнее — режим газированной жидкости. Давление в пласте опускается ниже давления насыщения, газ выходит из раствора и, расширяясь, вытесняет нефть вверх по скважине.

Гравитационный режим подразделяется на два подтипа:

а) в пласте имеется свободное зеркало жидкости (т. е. выше уровня жидкости располагается воздух), и давление на это зеркало равно атмосферному; при снижении уровня в скважине жидкость движется по пласту под действием собственной силы тяжести;

б) вода и нефть залегают в круто поставленном пласте, который книзу выклинивается. Давление на забое скважины определяется высотой, на которую простирается залежь вверх по восстанию пласта. Уровень жидкости в скважине расположен выше отметок кровли пласта.

Упругий режим. При этом режиме существенное влияние на поведение пласта и скважин оказывает упругость как нефти и воды, так и самого пласта. Упругий режим может сопутствовать каждому из четырех выделенных выше типов режима.

Линейный закон фильтрации (закон Дарси)

Движение воды в породах при полном насыщении их водой подчиняется законам гидравлики. В зависимости от формы и размера пор скорость и характер этого движения изменяются. Наиболее хорошо изучены законы движения, или фильтрации, воды в рыхлых обломочных породах. Для изучения их был использован цилиндр, в который насыпался песок и до определенной высоты наливалась вода; просочившись, вода вытекала через кран. Потеря напора измерялась с помощью специально устроенных боковых пьезометров (рис. 67).

Закон Дарси гласит: количество воды Q, просачивающейся через породу в единицу времени, пропорционально падению напора h и площади поперечного сечения породы F и обратно про-

порционально длине пути фильтрации l, измеряемой по направлению движения воды:

$$Q = k\frac{h}{l}F.$$

Здесь k — коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости. Этот коэффициент получил название коэффициента фильтрации, или коэффициента водопроницаемости (водопроводимости).

Отношение $\frac{h}{l} = I$ принято называть напорным градиентом или пьезометрическим уклоном. Последний характеризует падение напора на единицу длины пути фильтрации.

Закон Дарси применим не только для вертикального движения жидкости, но и для движения ее в любом направлении, в том числе и в горизонтальном. Во всех случаях изучения фильтрации необходимо точно определять падение напора h и длину фильтрующего участка породы l (рис. 68).

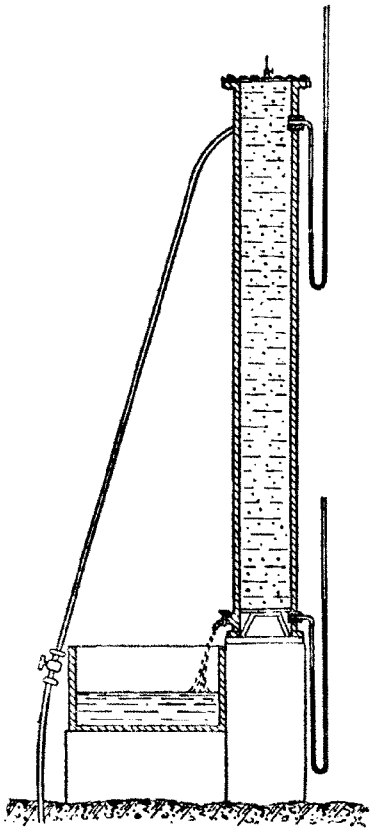


Рис. 67. Прибор Дарси

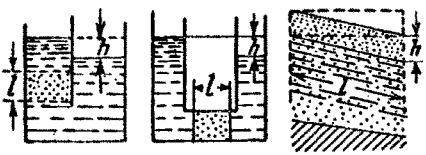


Рис. 68. Потеря напора при фильтрации в различных направлениях

Как известно, количество воды, протекающей через определенное сечение канала, равняется скорости течения, умноженной на площадь сечения:

$$Q = vF,$$

откуда скорость

$$v = \frac{Q}{F}.$$

Разделив в формуле Дарси расход Q на площадь F, получим скорость фильтрации:

$$v = k\frac{h}{l},$$

или

$$v = kI.$$

Таким образом, по закону Дарси, скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента.

Из последней формулы

$$k = \frac{v}{I};$$

следовательно, при $I = 1$ получим $k = v$, т. е. величина коэффициента фильтрации равна скорости фильтрации при уклоне, равном единице; коэффициент фильтрации, так же, как скорость, выражается в линейных единицах, отнесенных к единице времени (например, в метрах в сутки, в сантиметрах или миллиметрах в секунду).

Скорость фильтрации $v = kI$ не представляет собой действительной скорости движения воды в порах, а является величиной, отнесенной ко всему сечению фильтрующей породы. Чтобы получить действительную скорость движения в порах u, нужно разделить скорость фильтрации v на коэффициент пористости n:

$$u = \frac{v}{n},$$

откуда

$$v = un.$$

Действительные скорости движения воды в порах изменяются от нуля до некоторой максимальной величины. Они не зависят непосредственно от вещества зерен, если это вещество смачивается водой, но косвенно минералогический состав породы, несомненно, сказывается на них, поскольку от него зависит структура породы и характер пор. Скорость фильтрации возрастает с увеличением пористости; кроме того, она находится в прямой зависимости от температуры жидкости и в обратной зависимости от вязкости жидкости.

Закон Дарси характеризует ламинарное (струйчатое) движение воды в горных породах.

Скорость фильтрации, выше которой начинают наблюдаться отклонения от закона Дарси, называется критической скоростью фильтрации. Опыты показали, что для крупнозернистых песков она равна в среднем 0,5 *см/сек* или около 400 *м/сутки*; верхний предел действительной скорости движения воды в порах соответственно равен 1000 *м/сутки* при $n = 0{,}40$.

В естественных условиях залегания скорость движения воды в осадочных горных породах обычно гораздо меньше.

При фильтрации с большой скоростью не соблюдается пропорциональность скорости напорному градиенту в первой степени;

движение воды приобретает турбулентный (вихревой) характер (однако линейный закон фильтрации применим для решения большинства гидрогеологических задач, так как турбулентное движение наблюдается очень редко — только в крупных трещинах и каналах, а также при поступлении воды в горные выработки или в водозаборные сооружения).

Закон турбулентного движения выражается формулой Шези:

$$v = c\sqrt{RI},$$

где v — скорость в *м/сутки*;

R — гидравлический радиус, равный отношению площади живого сечения к смоченному периметру, в *м*;

c — эмпирический коэффициент.

А. А. Краснопольский, обозначив $c\sqrt{R} = k_t$ выразил это уравнение в следующем виде:

$$v = k_t I^{\frac{1}{2}},$$

т. е. скорость турбулентного движения пропорциональна напорному градиенту в степени $\frac{1}{2}$.

Таблица 24

Категория водопроницаемости	Характеристика пород	Коэффициент фильтрации k *м/сутки*
I	Хорошо водопроницаемые (галечники, крупнозернистые пески, закарстованные породы)	> 10
II	Водопроницаемые (пески, трещиноватые породы)	10—1
III	Слабо водопроницаемые (мергели, песчаники, супеси)	1—0,01
IV	Весьма слабо проницаемые (глинистые песчаники, супеси, суглинки)	0,01—0,001
V	Непроницаемые, практически водоупорные (глины и др.)	< 0,001

Примечание. Для отдельных весьма проницаемых прослоев галечника величина коэффициента фильтрации может достигать более 100 *м/сутки*.

Смешанное движение (ламинарное и турбулентное) может быть выражено формулой

$$Q = k_c F I^{\frac{1}{m}},$$

где k_c — коэффициент фильтрации, имеющий такое же значение, как коэффициент k в формуле Дарси;

F — площадь сечения;

m — любое промежуточное значение между 1 и 2.

Для характеристики приводим ориентировочные данные о коэффициенте водопроницаемости горных пород (табл. 24).

Коэффициент проницаемости. Основной закон фильтрации жидкости через пористые среды был развит советскими гидравликами Л. С. Лейбензоном, В. Н. Щелкачевым и др. Опытами установлено, что коэффициент фильтрации зависит от температуры жидкости, так как с изменением температуры меняется вязкость жидкости. Поэтому в нефтяной гидравлике введено понятие о коэффициенте проницаемости k_p который связан с коэффициентом фильтрации следующей зависимостью:

$$\frac{k}{\gamma} = \frac{k_p}{\mu},$$

откуда

$$k_p = k\frac{\mu}{\gamma},$$

где γ — удельный вес жидкости;
μ — динамическая (абсолютная) вязкость жидкости.

Размерность коэффициента проницаемости легко вывести из известной формулы (закона Дарси):

$$v = \frac{Q}{F} = kI = k\frac{h}{l}.$$

Если за длину пути фильтрации взять элемент длины пласта Δx, падение напора (или перепад давления) вдоль этого элемента обозначить $\Delta p = \frac{h}{\gamma}$ то ту же формулу можно написать иначе:

$$v = \frac{Q}{F} = k\frac{\Delta p}{\gamma \Delta x};$$

здесь ось x взята в направлении движения.

Поскольку $\frac{k}{\gamma} = \frac{k_p}{\mu}$, последнюю формулу можно представить в следующем виде:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{k_p \Delta p}{\mu \Delta x}.$$

Величина $\frac{\Delta p}{\Delta x}$ численно равна градиенту давления, т. е. перепаду давления на единицу длины. Для образца длиной l эта формула будет иметь вид:

$$\frac{Q}{F} = \frac{k_p \Delta p}{\mu l},$$

откуда коэффициент проницаемости:

$$k_p = \frac{Q\mu L}{F\Delta p}.$$

В системе *CGS* размерность величин, входящих в формулу, следующая: Q — $см^3/сек$; μ — пуаз $(дн \cdot сек/см^2)$; L — $см$; F — $см^2$; Δ_p — $дн/см^2$ Подставляя эти обозначения в последнюю формулу, обнаружим что k_p выражается в квадратных сантиметрах.

Для горных пород единица проницаемости, выраженная в квадратных сантиметрах, слишком велика; поэтому для расчетов принята величина, приблизительно в 10^8 раз меньшая, названная д а р с и.

Коэффициент проницаемости равен 1 дарси, если $Q = 1$ *см³/сек*; $\mu = 1$ сантипуаз = 0,01 пуаза; $L = 1$ *см*; $F = 1$ *см²*; $\Delta p = 1$ *ат* $= 981 \cdot 10^3$ *дн/см²*:

$$k_p = \frac{1}{981 \cdot 10^5}\ см^2 \approx 10^{-8}\ см^2 = 1 \text{ дарси}.$$

В соответствии с физической природой коэффициента проницаемости результаты определения последнего не должны зависеть от того, какая однородная жидкость или газ (вода, нефть, бензин, воздух и т. д.) пропускались через образец горной породы. Пласты, коэффициент проницаемости которых измеряется единицами или десятыми долями дарси, обладают хорошей проницаемостью; если же коэффициент проницаемости измеряется тысячными долями дарси, т. е. несколькими миллидарси, то проницаемость пласта плохая. Часто в пределах одного пласта проницаемость резко изменяется как по простиранию, так и по мощности. Обычно вдоль напластования проницаемость пластов больше, чем перпендикулярно поверхности напластования.

Капиллярные явления в горных породах

В капиллярных порах движение подземных вод, совершающееся под влиянием силы тяжести, осложняется капиллярными явлениями, которые происходят в результате действия сил поверхностного натяжения, развивающихся в порах на границе воды

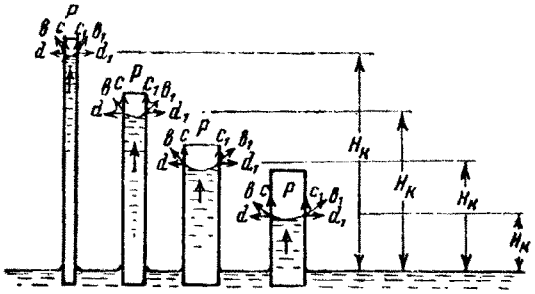


Рис. 69. Схема капиллярного поднятия

и воздуха. В капиллярных трубках, вследствие притяжения между стенками трубки и частицами воды, поверхность воды приобретает вид мениска, обращенного выпуклостью к воде (рис. 69). Силы поверхностного натяжения b и b_1 направлены по касательным к шаровой поверхности мениска. Вертикальные составляющие c и c_1 суммируются в одну общую силу P. Под влиянием последней вода в трубке поднимается до высоты H_k, которая называется высотой капиллярного поднятия и служит мерой капиллярности.

Закон капиллярного поднятия воды был сформулирован Д. Жюреном (1718): высота поднятия жидкости в капиллярной трубке обратно пропорциональна диаметру канала трубки:

$$H_k = \frac{2a^2}{d},$$

где a^2 — капиллярная постоянная.

По формуле Лапласа

$$a^2 = \frac{2\sigma}{\gamma},$$

где σ — поверхностное натяжение в *дн/см*;

γ — удельный вес жидкости.

Капиллярная постоянная численно соответствует высоте подъема жидкости, выраженной в миллиметрах, в трубке радиусом 1 *мм*. По О. Хвольсону, величина a^2 при комнатной температуре равна 15.

Для воды можно принять

$$H_k = \frac{30}{d}.$$

Капиллярное поднятие уменьшается с повышением температуры жидкости:

$$H_t = H_0(1 - 0{,}002t).$$

Для подсчета высоты капиллярного поднятия в грунте, при известном составе и пористости последнего, можно воспользоваться следующей формулой И. Козени, выведенной теоретическим путем:

$$H_k = 0{,}446\,\frac{1-n}{n}\cdot\frac{1}{d_{эф}}\ см,$$

где n — коэффициент пористости;

$d_{эф}$ — эффективный диаметр.

Капиллярное поднятие может быть установлено непосредственным наблюдением в трубке, наполненной исследуемым грунтом.

Для вычисления скорости капиллярного поднятия u_k можно применить закон фильтрации Дарси:

$$v = kI = k\frac{H_k - h}{h}.$$

Отсюда, так как $u_k = \frac{v}{n}$ (где n — пористость),

$$u_k = \frac{k}{n}\cdot\frac{H_k - h}{h},$$

где k — коэффициент фильтрации;

n — пористость грунта;

H_k — максимальная высота капиллярного поднятия;
h — высота капиллярного поднятия в определенный момент.

Приведенная формула показывает, что скорость капиллярного поднятия имеет максимальную величину в начальный момент; с возрастанием приподнятого столбика воды h она постепенно уменьшается. При $h = H_к$ скорость $u_к = 0$ (рис. 70).

Приводим предельную высоту капиллярного поднятия H_k в некоторых типах пород:

	см		*м*
Крупный песок	2—3,5	Супесь	1,2—3,5
Средний „	12—35	Суглинок	3,5—6,5
Мелкий „	35—120	Легкая глина	6,5—12,0

Время, необходимое для достижения предельной высоты капиллярного поднятия H_k, резко возрастает с уменьшением диаметра частиц; в песчаных грунтах капиллярное поднятие довольно скоро достигает величины, близкой к предельной, в мелкозернистых породах и глинах поднятие происходит в течение 350—475 дней. Кривые капиллярного поднятия для различных типов рыхлых пород приведены на рис. 71.

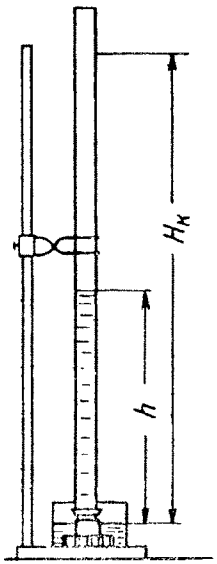


Рис. 70. Капиллярное поднятие воды в песке

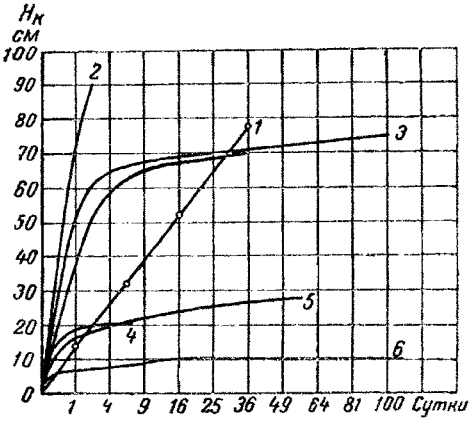


Рис. 71. Кривые капиллярного поднятия для пород с величиной частиц:

1 — меньше 0.01 *мм*
2 — от 0,01 до 0,05 „
3 — „ 0,05 „ 0,10 „
4 — от 0,10 до 0,25 *мм*
5 — „ 0,25 „ 0,5 „
6 — „ 0,5 „ 1,0 „

Таким образом, метод непосредственного наблюдения за капиллярным поднятием при исследовании мелкозернистых грунтов крайне неудобен; поэтому приходится применять другие методы, основанные на определении величины поднятия в специальных приборах — капилляриметрах.

Наиболее удобным способом для средне- и мелкозернистых песков является определение высоты капиллярного поднятия в приборе Г. Н. Каменского, широко используемом в лаборатории МГРИ.

Приведем краткое описание этого способа.

В стеклянный сосуд *а* (рис. 72) высотой около 10 *см*, в нижней части которого укреплена частая металлическая сетка, загружается испытуемый грунт (если последний содержит мелкие и глинистые частицы, то внизу закладывается буферный слой из крупного песка). Сосуд посредством резиновой пробки с отверстием соединяется снизу с длинной стеклянной трубкой, которая в свою очередь при помощи тройника соединяется с другой, рядом расположенной стеклянной трубкой. Снизу через длинную трубку подводится вода. Чтобы ускорить подъем воды, через пробку непосредственно под сетку вводят тонкую трубку *К* для выпуска воздуха. Когда вода вытеснит весь воздух и начнет проходить через трубку *К*, последнюю закрывают зажимом и вода начинает поступать в песок. Затем прекращают приток воды в трубку; вода продолжает некоторое время всасываться в песок, что можно заметить по постепенному падению уровня воды в соседней трубке. Когда весь грунт будет смочен водой, через трубку *Р* начинают понемногу выпускать воду; при этом в открытой трубке *М* уровень воды будет понижаться и вместе с тем начнет уходить из грунта капиллярная вода. По достижении некоторого уровня ниже сетки, удерживающей грунт, воздух проникнет через грунт в трубку, вода оторвется от сетки и будет продолжать понижаться. Разность уровней воды в обеих трубках в этот момент ($H_к$) определяет величину столба воды, подвешенного капиллярной силой, т. е. представляет собой высоту капиллярного поднятия.

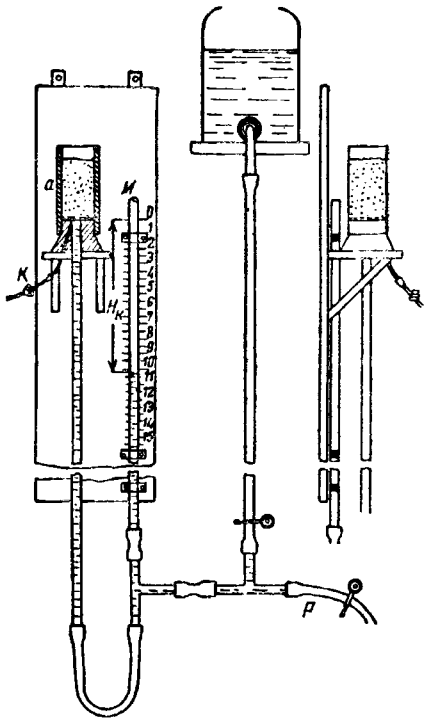


Рис. 72. Капилляриметр системы Г. Н. Каменского

Высота и скорость капиллярного поднятия зависят от минерализации воды. С. П. Кравков пришел к следующим выводам:

1. Скорость капиллярного поднятия растворов с повышением их концентрации уменьшается.

2. При одинаковой концентрации растворов скорости капиллярного поднятия в зависимости от химического состава растворенных веществ располагаются в убывающем порядке следующим образом:

$$H_2O - NH_4Cl - K_2SO_4 - (NH_4)_2SO_4 - K_2HPO_4 - NaNO_3 - NaCl - NaOH - Na_2CO_3.$$

3. При прибавлении к почве или грунту гипса или углекислой извести скорость капиллярного поднятия увеличивается.

С капиллярными явлениями приходится сталкиваться в засушливых областях, в частности — при борьбе с засолением почв в бессточных районах. Ф. П. Саваренский отмечал, что «...понижения в пустынных областях играют ту же роль аккумуляторов воднорастворимых солей, как моря и океаны. Накопление солей ведет к засолению грунтов и грунтовых вод. Испарение же поднимающейся по капиллярам грунтовой соленой воды ведет к засолению почв и образованию солончаков». Поэтому при устройстве оросительных систем изучению капиллярных явлений следует уделять особое внимание.

Большое значение капиллярным явлениям надо придавать при анализе деформаций и устойчивости грунтов, изучении состояния и передвижения воды в зоне аэрации, а также вспучивания грунтов от промерзания («пучины»).

Капиллярное поднятие зачастую создает избыточное увлажнение, с которым надо бороться, особенно при заложении фундаментов зданий в местах с неглубоким залеганием зеркала грунтовых вод.

Определение коэффициента водопроницаемости

Лабораторные способы

В лабораторных условиях коэффициент водопроницаемости можно определить на основании гранулометрического анализа или путем опытного изучения фильтрации в специальных приборах.

Вычисление коэффициента водопроницаемости по данным гранулометрического анализа. А. Хазен на основании опытов с песками различного состава (1891) установил следующую зависимость между скоростью фильтрации v (в *м/сутки*) и эффективным диаметром $d_{эф}$ (в *мм*):

$$v = Cd^2_{эф}\frac{h}{l}(0{,}70 + 0{,}03T),$$

где h — потеря напора;

l — длина пути фильтрации;

T — температура в °С;

C — эмпирический коэффициент, изменяющийся в пределах от 400 до 1200 в зависимости от однородности и пористости песка.

Разделив обе части формулы Хазена на I и обозначая температурный коэффициент через τ, получим для коэффициента фильтрации следующее выражение:

$$k = Cd^2_{эф}\tau.$$

Н. Н. Павловский предложил для упрощения этой формулы выражать скорость фильтрации не в метрах в сутки, а в сантиметрах в секунду. Для этого правую часть формулы надо умножить на 100 и разделить на число секунд в сутках, т. е. на 86 400:

$$k = Cd_{эф}^2 \cdot \frac{100}{86400}.$$

Принимая $C = 864$, получим:

$$k = d_{эф}^2 \tau,$$

а для температуры 10°, при $\tau = 1$:

$$k_{10} = d_{эф}^2,$$

где k_{10} — выражается в *см/сек*, а $d_{эф}$ — в *мм*.

Формула Хазена применима для чистых однородных песков с действующим диаметром от 0,1 до 3 *мм*, при коэффициенте неоднородности не более 5. Благодаря своей простоте формула удобна для практического применения.

Ч. Слихтер ввел в формулу коэффициента водопроницаемости, помимо действующего диаметра, коэффициент вязкости и величину m, зависящую от пористости:

$$k = 88{,}3 d_{эф}^2 m \frac{1}{\mu} \ м/сутки,$$

где μ — динамическая вязкость воды;

m — числовой коэффициент, зависящий от пористости породы; значения его даны Слихтером для пористости от 0,26 до 0,47.

Формула Крюгера отражает зависимость коэффициента фильтрации от пористости породы и общей поверхности частиц:

$$k = 1{,}44 \cdot 10^6 \frac{n}{\omega^2} \ м/сутки,$$

где n — пористость;

ω — суммарная поверхность частиц, заключенных в 1 $см^3$ породы, в $см^2$.

Поверхность одной частицы равна $\omega_1 = \pi d^2$ $см^2$. Подсчет производится по каждой фракции отдельно, затем суммируется.

Формула Козени, учитывающая пористость и действующий диаметр, в упрощенном виде выглядит следующим образом:

$$k = 625 \frac{n^3}{(1-n)^2} d_{эф} \ м/сутки.$$

Для всех формул Н. Н. Биндеманом составлены удобные номограммы, которыми следует пользоваться при определении коэффициента фильтрации.

Определение коэффициента водопроницаемости в приборах. Прибор для определения коэффициента водопроницаемости состоит из вертикального металлического цилиндра с закрытым дном. В цилиндр вкладывается плотная сетка, укрепленная железным кольцом на 5 *см* выше дна. Сбоку для наблюдения за напорами в различных сечениях цилиндра приделывается несколько трубок, служащих пьезометрами. Выше этих трубок устраивается боковой отвод для сливания воды с определенного уровня; такой же отвод имеется и в нижней части цилиндра, под сеткой. Под этим отводом находится стакан, которым измеряется количество воды, протекающей через заключенную в цилиндре породу.

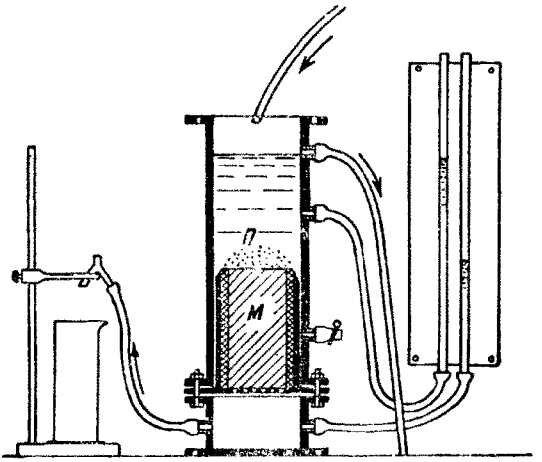


Рис. 73. Прибор Г. Н. Каменского для определения водопроницаемости горных пород
М — монолит исследуемой породы; *П* — песок для предохранения монолита от размывания

Прибор загружают испытуемой породой, например песком, который насыпают небольшими порциями на сетку, прикрытую марлей, и слегка утрамбовывают. Для предохранения породы от механического размывания на нее насыпают небольшой слой крупного песка или гравия. После проверки прибора и стабилизации уровней воды в пьезометрах приступают к опыту, который заключается в наполнении прибора водой и определении количества воды, вытекающей из нижней отводной трубки при различных напорах.

По разности напоров h, устанавливаемой по пьезометрам длине пути фильтрации l и поперечному сечению металлического цилиндра F получают k из формулы Дарси:

$$Q = k\frac{h}{l}F,$$

откуда

$$k = \frac{Q}{hF}.$$

Прибор Г. Н. Каменского (рис. 73) имеет то преимущество перед вышеописанным, что он позволяет определять коэффициент фильтрации по образцу с ненарушенной структурой. Цилиндр прибора разборный; он должен иметь большой диаметр, чтобы

зазоры между монолитом и цилиндром можно было заливать парафином. Этот прибор с приспособлением для установки в нем режущих цилиндров пригоден для определения коэффициента фильтрации таких пород, как суглинок, лёсс, пористые песчаники и пр.

В качестве портативного прибора для определения коэффициента водопроницаемости песков в полевых условиях может служить прибор, называющийся трубкой Каменского. С ним сходна и трубка СПЕЦГЕО (конструкция Е.В. Симонова).

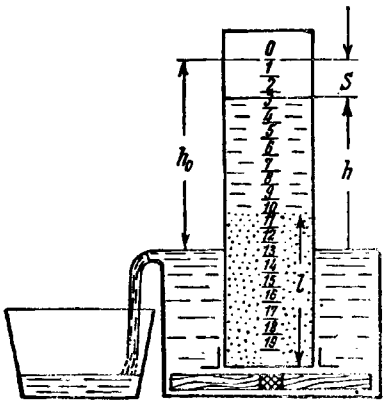


Рис. 74. Трубка Г. Н. Каменского—полевой прибор для определения водопроницаемости песков

Трубка Каменского (рис. 74) представляет собой стеклянную трубку длиной около 23 *см* и диаметром 2—4 *см*. Трубку загружают испытуемым песком на высоту 10 *см*, наполняют водой доверху и устанавливают на ровном месте так, чтобы просачивающаяся вода могла свободно стекать.

Уровень воды в трубке будет падать со скоростью v, равной скорости фильтрации воды в исследуемой породе:

$$v = \frac{ds}{dt},$$

где ds — падение уровня в трубке за время dt.

Для этого отрезка времени, по формуле Дарси, можно написать

$$v = k\frac{h_0 - s}{l},$$

где h_0 — первоначальная высота напора.

Приравнивая правые части обоих выражений, получим:

$$\frac{ds}{dt} = k\frac{h_0 - s}{l},$$

откуда

$$k = -\frac{l}{t}\ln\left(1 - \frac{s}{h_0}\right).$$

Обозначая $-ln\left(1 - \frac{s}{h_0}\right)$ через $\varphi\left(\frac{s}{h_0}\right)$, получим формулу в окончательном виде:

$$k = \frac{l}{t}\varphi\left(\frac{s}{h_0}\right).$$

Величина $\varphi\left(\frac{s}{h_0}\right)$ может быть вычислена или же найдена по таблицам или по графику (рис. 75).

Водопроницаемость глин в тысячи раз меньше водопроницаемости самого мелкого песка. Коэффициент водопроницаемости глин широко колеблется в зависимости от их пористости и влажности. Для испытания глин сконструирован особый прибор, усовершенствованный Н. В. Коломенским (рис. 76).

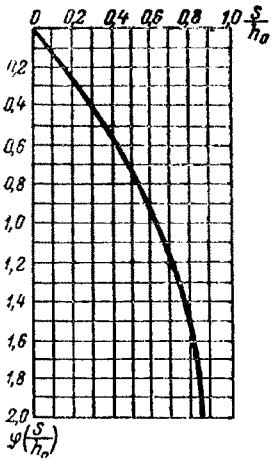


Рис. 75. График для определения $\varphi\left(\frac{s}{h_0}\right)$

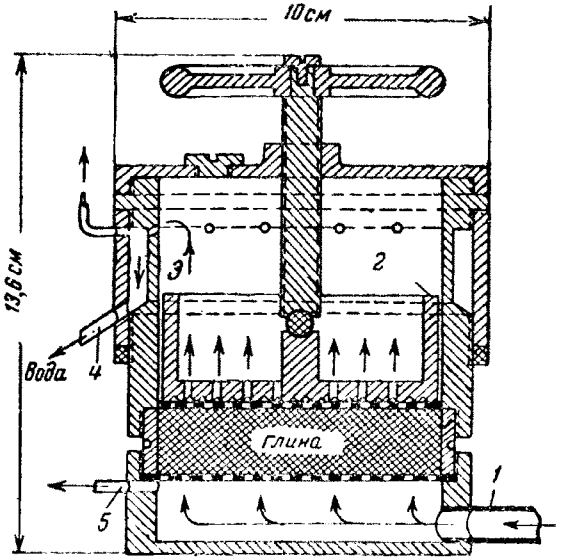


Рис. 76. Схема прибора Н. В. Коломенского для определения водопроницаемости глины

1 — водоподводящая трубка; *2* — поршень; *3* — сливные отверстия; *4* — водоотводная трубка; *5* — трубка для удаления воздуха из-под образца

Прибор позволяет держать образец под постоянным давлением, что обеспечивает его постоянную влажность и пористость. Диаметр испытуемого образца глины должен быть значительно больше его толщины, — это облегчает удаление из него воздуха.

Опытные откачки

В природных условиях водоносный горизонт обычно далеко не однороден по составу, пористости и трещиноватости, поэтому пользоваться данными, полученными на основании лабораторных определений или вычислений по гранулометрическому анализу, при расчете всего потока подземной воды следует с большой осторожностью. Более точные результаты получаются при определении коэффициента фильтрации всей толщи непосредственно в полевых условиях.

В практике гидрогеологических изысканий широкое применение получил метод опытных откачек. Принцип проведения откачек основан на теории притока воды к колодцам, разработанной

еще в 1857 г. Дюпюи. Заключается он в том, что закладывается несколько скважин (или колодцев), и из центральной скважины производится откачка воды насосом, а в окружающих наблюдается изменение уровня воды.

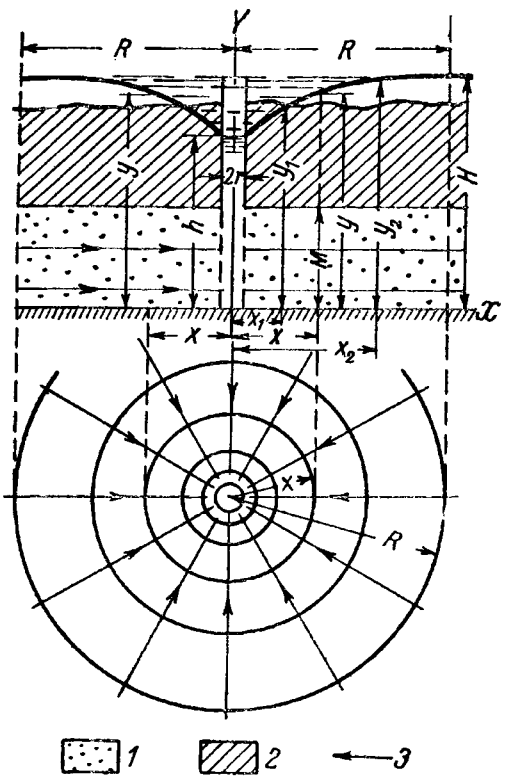


Рис. 77. Схема линий токов при откачке напорных вод

1 — водоносный пласт; *2* — водоупорный пласт; *3* — линии токов. x_1, x, x_2 — расстояния от оси скважины до наблюдательных скважин; y_1, y, y_2 — уровни воды в наблюдательных скважинах

По этим данным, зная расстояние между скважинами, можно определить значение k по приводимым ниже формулам.

Эти формулы основаны на том, что в результате откачки создается радиальный поток воды к центральной скважине, образующий вокруг нее так называемую воронку депрессии.

В плане воронка депрессии обрисовывается концентрическими линиями равных напоров (рис. 77).

Если принять основание пласта за ось X, а ось скважины за ось Y, можно получить следующие выражения для напорного градиента I и площади сечения потока F:

$$I = \frac{dy}{dx}; \quad F = 2\pi x M,$$

где M — мощность пласта напорных вод.

Подставив эти значения в формулу Дарси, получим следующее выражение для расхода скважины (колодца), заложенной в напорный водоносный горизонт:

$$Q = k \cdot 2\pi x \cdot M \frac{dy}{dx}.$$

Решив это уравнение путем интегрирования, можно получить формулу расхода в виде:

$$Q = \frac{2\pi kM \cdot (H - h)}{\ln \frac{R}{r}} = \frac{2\pi kMs}{\ln \frac{R}{r}},$$

где H — напорный уровень водоносного горизонта до откачки;

h — напорный уровень водоносного горизонта во время откачки;

$s = H - h$ — понижение уровня воды в скважине при откачке;

R — радиус влияния скважины, из которой производится откачка, т. е. расстояние от оси скважины, на которое при откачке распространяется понижение уровня;

r — радиус скважины (колодца).

Для практического пользования полезно последнюю формулу преобразовать, подставив числовое значение π и заменив натуральные логарифмы десятичными:

$$Q = 2{,}73 \frac{kMs}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Количество воды q, которое дает колодец или скважина при понижении на 1 *м*, т. е. при $s = 1$, называется удельным дебитом. Из последних двух формул величина удельного дебита

$$q = \frac{2\pi kM}{\ln \frac{R}{r}} = 2{,}73 \frac{kM}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Если водоносный горизонт имеет свободный уровень воды, то расход скважины или колодца может быть получен по формуле:

$$Q = \frac{\pi k (H^2 - h^2)}{\ln R - \ln r},$$

или, если перейти к десятичным логарифмам и подставить значение π, — по формуле:

$$Q = 1{,}366 \frac{k(2H - s)s}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Удельный дебит в этих же условиях получается из выражения:

$$q = 1{,}366 \frac{k(2H - 1)}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Величина коэффициента фильтрации, полученная на основе опытных откачек, для напорного водоносного горизонта (т. е. для артезианского колодца) равна:

$$k = \frac{Q(\ln x_2 - \ln x_1)}{2\pi M (y_2 - y_1)},$$

а для горизонта со свободным уровнем (т. е. для грунтового колодца):

$$k = \frac{Q(\ln x_2 - \ln x_1)}{\pi(y_2^2 - y_1^2)}.$$

Для проведения опытных откачек рекомендуется закладывать три скважины, из которых одна (№ 1) является центральной, а две другие (№ 2 и 3) — наблюдательными (рис. 78). Около центральной скважины иногда закладывают дополнительную наблюдательную скважину (№ 4). В случае сильной неоднородности пород и значительного уклона потока закладывают больше двух наблюдательных скважин, располагая их по двум или четырем лучам (по две скважины или более в каждом).

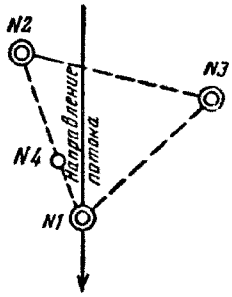


Рис. 78. Схема расположения скважин по треугольнику

Г. Н. Каменский отмечает, что основным принципом при изучении явлений движения подземных вод должно быть стремление к учету всех конкретных особенностей геологического строения водоносных пластов и режимов подземных вод.

При слоистом строении толщи пород величина среднего коэффициента фильтрации выражается следующими формулами (по Каменскому):
при фильтрации параллельно слоям

$$k_{ср} = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + \ldots + k_n h_n}{h_1 + h_2 + \ldots + h_n};$$

при фильтрации перпендикулярно слоям

$$k_{ср} = \frac{h_1 + h_2 + \ldots + h_n}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \ldots + \frac{h_n}{k_n}},$$

где $k_1, k_2, \ldots, k_n$ — коэффициенты фильтрации отдельных слоев толщи;

$h_1, h_2, \ldots, h_n$ — мощности тех же слоев.

Определение направления и скорости течения подземных вод

При решении многих гидрогеологических задач необходимо знать направление и действительную скорость движения подземных вод.

Направление течения потока подземных вод можно определить по наблюдениям за уровнями воды не менее чем в трех скважинах (или колодцах) или по карте, на которой нанесены линии

одинаковых уровней (гидроизогипсы или гидроизопьезы). В любом пункте линия, перпендикулярная к гидроизогипсам (гидроизопьезам), укажет направление движения подземных вод.

Действительную скорость движения воды можно установить непосредственным наблюдением за движением воды в пласте. Для этой цели применяются индикаторы — растворы различных солей или краски, которые вводят в верхнюю по потоку, пусковую, скважину (или колодец) и улавливают ниже по потоку в наблюдательной скважине.

Зная расстояние L между двумя выработками и время t прохождения индикатора между ними, можно определить скорость движения w по формуле:

$$w = \frac{L}{t}.$$

Действительная скорость движения воды в порах при напорном градиенте, равном единице, называется коэффициентом скорости:

$$k_0 = \frac{u}{I},$$

где k_0 — коэффициент скорости в *м/сутки*;
u — действительная скорость движения в *м/сутки*;
I — напорный градиент.

Следовательно, зная k_0, можно определить скорость подземного потока для любого значения уклона:

$$u = k_0 I.$$

Величина напорного градиента I равна частному от деления разности уровней воды $H - h$ в скважинах, расположенных вдоль подземного потока, на расстояние L между ними:

$$I = \frac{H - h}{L}.$$

Появление в воде наблюдательной скважины индикаторов улавливают различными способами: 1) химическим, 2) колориметрическим, 3) электрометрическим. При использовании в качестве индикатора солевых растворов применяются химический или электрометрический методы, которые с различной степенью точности позволяют определить степень нарастания концентрации индикатора в воде наблюдательной скважины; для расчетов необходимо отмечать первый момент увеличения концентрации и максимум. Для иллюстрации приводим график изменения содержания хлора в воде наблюдательной скважины (рис. 79), построенный по данным опыта. При использовании красящих веществ применяется колориметрический метод, при котором нарастание концентрации индикатора устанавливается приближенно, так как

появление его в наблюдательной скважине определяется на глаз. Но этот метод удобен тем, что он может применяться при больших расстояниях (более 1 *км*) между выработками (М. М. Жуков и А. С. Храмушев, 1933).

Все указанные методы могут дать хорошие результаты, если известно геологическое строение участка и направление течения потока и если наблюдения организованы достаточно тщательно.

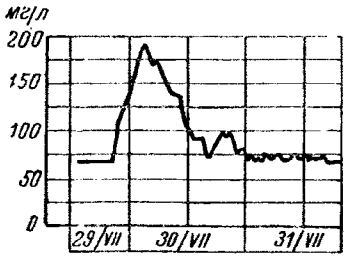


Рис. 79. График нарастания содержания хлора в наблюдательной скважине

Для проведения опыта по определению скорости движения подземных вод при установленном направлении потока закладывают куст из четырех скважин; верхнюю скважину делают пусковой, а нижние по течению — наблюдательными.

Расстояние между пусковой и наблюдательными выработками рекомендуется выбирать в зависимости от состава водоносных пород (см. инструкцию Гидроэнергопроекта «Определение направления и скорости течения подземных вод». Энергоиздат, 1949):

1) в породах, медленно и слабо проводящих воду (супесях, лёссовидных суглинках и других глинистых образованиях), 0,5—1,5 *м*;

2) в более проницаемых для воды мелкозернистых песках 2—5 *м*;

3) в породах, легко водопроницаемых (крупнозернистых песках, гравии, галечниках), 5—15 *м*;

4) в хорошо проницаемых трещиноватых породах 10—50 *м*;

5) в карстовых породах не менее 50 *м*.

Наблюдательные выработки обычно располагаются веерообразно по отношению к пусковой выработке на расстоянии одна от другой от 0,5 до 0,75 *м* в мелкозернистых песках и от 1,0 до 1,5 *м* в крупнозернистых песках и галечниках.

При химическом методе определений в качестве индикаторов применяются хлористые соли: хлористый натрий, хлористый кальций, хлористый аммоний, хлористый литий. Наиболее дешевым и удобным индикатором является хлористый натрий, так как его присутствие в воде легко устанавливается путем титрования азотнокислым серебром. Перед началом опыта по всем выработкам определяется естественное содержание хлора в подземной воде, после чего в пусковую выработку с помощью специального сосуда загружается концентрированный раствор соли. Отбор пробы воды в наблюдательной скважине производится специальной мензуркой. Для высокоминерализованных соленых вод этот метод неприменим.

При колориметрическом методе индикатором служат красящие вещества, придающие воде характерную окраску. Выбранное красящее вещество должно удовлетворять требованиям легкости растворения в воде и невозможности адсорбирования. Для определения скоростей в кислых водах пригодны метиленовая синька, ани-

линовая голубая и др.; для щелочных вод может применяться флюоресцеин, эозин, эритрозин, красная конго и флюорантроп; для нейтральных вод могут быть использованы все перечисленные вещества.

Красящие вещества вводятся в воду пусковой выработки в виде раствора.

Пробы воды, отбираемые из наблюдательных выработок, сравниваются с эталонами — растворами той же краски определенной концентрации, расположенными в порядке ее возрастания. Стеклянную трубку с пробой перемещают в промежутках между такими же трубками с эталонами, и путем сличения с последними определяют концентрацию красящего вещества в испытуемой воде.

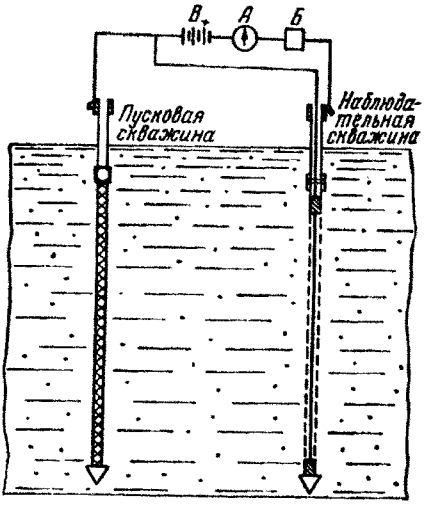


Рис. 80. Схема установки для определения скорости движения воды электрометрическим методом
А — амперметр; *Б* — реостат; *В* — батарея

Электрометрический метод имеет несколько разновидностей. Наиболее старый и описанный во всех учебных руководствах способ — электролитический, который может рассматриваться и как разновидность химического способа. В качестве индикатора при этом способе употребляется хлористый аммоний, который вводится в пусковую выработку при помощи латунного решетчатого ведра. Для наблюдений за продвижением электролита между выработками собирается электрическая цепь. Как показано на рис. 80, эта цепь составляется путем соединения с помощью батареи обсадных труб пусковой и наблюдательной скважин; в последнюю, кроме того, опускается включенный в цепь латунный электрод.

С. Я. Лиогенький (1946) дал описание метода, основанного на применении постоянного электрического тока. Для этого необходимо иметь только одну скважину, вокруг которой создают нормальное электрическое поле. Один полюс батареи посредством хорошо изолированного провода заземляют в забое скважины, а другой с помощью нескольких железных шпилек — в почве на поверхности. В цепь включают потенциометр, позволяющий судить о величине силы тока в цепи, и реостат, с помощью которого сила тока поддерживается постоянной. Замыкание и размыкание цепи производятся ключом, находящимся внутри потенциометра (рис. 81).

В момент замыкания цепи электрод *1*, в случае более или менее однородного геологического строения исследуемого участка, образует центр концентрических сферических поверхностей равного потенциала, которые при пересечении с поверхностью земли дают концентрические окружности с центром

в точке расположения скважины. Эти изолинии характеризуют искусственно созданное электрическое поле.

Определив распределение нормального электрического поля, в скважину вливают концентрированный раствор соли, который вместе с потоком подземных вод будет уходить в пласты, повышая их электропроводность.

Растворы различных солей при одной и той же концентрации имеют приблизительно одинаковую электропроводность, поэтому для проведения работ данным методом можно воспользоваться любой солью.

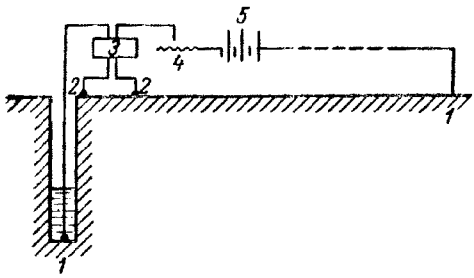


Рис. 81. Схема электроизмерительной установки для определения скорости движения воды с применением постоянного тока

1 — заземление питающей цепи, *2* — приемные электроды; *3* — потенциометр; *4* — реостат; *5* — батарея

После засоления воды в скважине в течение нескольких дней с промежутками от 5 до 10 час. производят повторные определения изолиний, которые по отношению к изолиниям нормального поля будут смещены в сторону направления подземного потока.

Для расчета надо использовать данные тех замеров, которые дают наибольшие отклонения изолиний искусственного поля от изолиний нормального поля. Поэтому приходится производить несколько повторных замеров. Прекращать замеры можно только тогда, когда изолинии, достигнув максимального отклонения от изолиний нормального поля, начинают вследствие ослабления концентрации раствора соли принимать первоначальный вид. Полное совпадение с нормальным полем произойдет, когда весь электролит уйдет из скважины и породы приобретут свою первоначальную электропроводность.

Для подсчета скорости потока w достаточно знать величину максимального смещения изолиний аномального поля по отношению к нормальному и время между соответствующими замерами, так как

$$w = \frac{r_2 - r_1}{t_2 - t_1},$$

где r_1 и r_2 — радиусы изолиний нормального и аномального полей;
t_1 и t_2 — время первого и второго замеров.

Задачи, связанные с изучением движения подземных вод под гидротехническими сооружениями и на участках водозаборов, могут также решаться весьма наглядным и интересным методом, основанным на том, что движение воды в пористой среде и прохождение электрического тока подчиняются одной и той же математической зависимости. Этот метод, предложенный Н. Н. Павловским, называется методом электрогидродинамических аналогий или сокращенно ЭГДА.

Глава 9

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Задачи изучения химического состава вод

Химический состав, строение воды и ее свойства — один из важнейших вопросов современной химии и гидрогеологии; не разрешив его, нельзя успешно изучать процессы, протекающие в земной коре, и рационально использовать природные воды. «Вся система исследования вод, с точки зрения жизненного их значения, связывалась с их химическим составом»,— писал в своей книге «История природных вод» (1934) основополож-

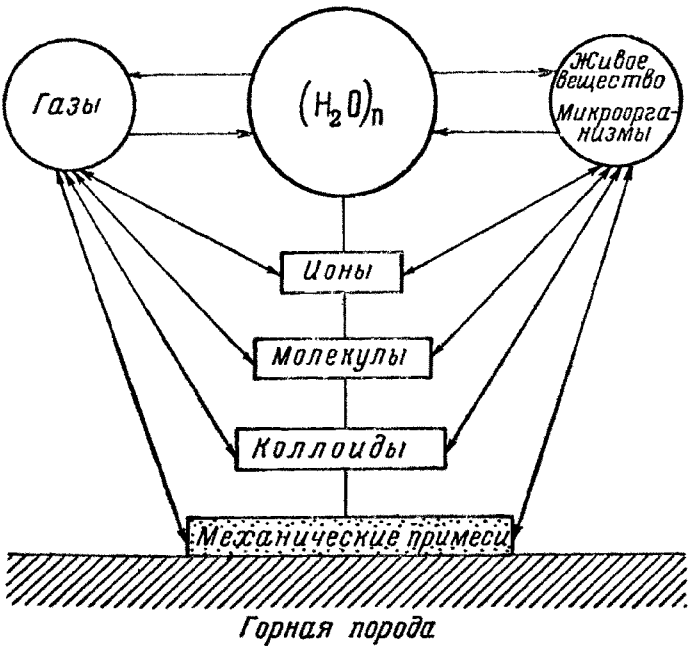


Рис. 82. Схема природной воды

ник «науки XX века» — геохимии В. И. Вернадский, оказавший своими работами большое плодотворное влияние на все смежные области знаний.

Новая отрасль геохимии — гидрогеохимия рассматривает строение и поведение как самой воды в тесном взаимодействии ее с горными породами, так и растворенных в воде газов, изучает миграцию и историю всех химических элементов в подземных водах, а также формирование химического состава вод в целом, с учетом особенностей динамики подземных вод. Поэтому гидрогеохимию можно рассматривать и как специализированную отрасль гидрогеологии.

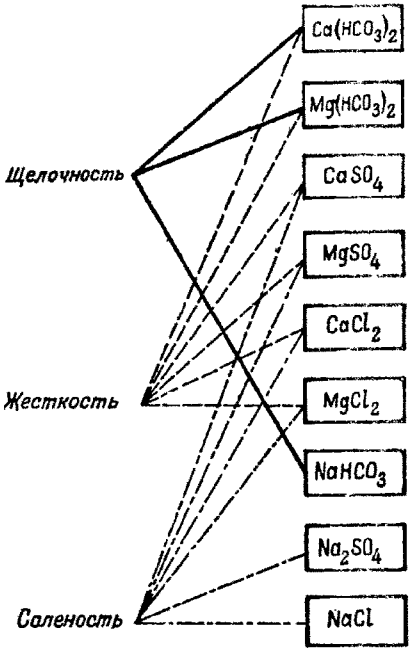


Рис. 83. Сочетания различных элементов, обусловливающие основные свойства воды

Подземная вода представляет собой очень сложную динамическую систему, и полноценно изучить эту систему можно только на основе анализа всех составляющих ее элементов (рис. 82). Как известно, вода играет огромную роль в жизненных процессах не только как обязательная составная часть всех клеток и тканей тела человека, животных и растений, но и как среда, в которой протекают все химические процессы, связанные с жизнедеятельностью организмов. Почти в любой природной воде имеются органические вещества и микроорганизмы, без учета которых нельзя рассматривать процессы формирования и видоизменения химического состава воды.

Природная подземная вода — не лабораторный раствор; она представляет собой результат взаимодействия: *вода* $\rightleftarrows$ *газы*, причем «газы эти очень определенные и немногочисленные» (В. И. Вернадский).

Во многих природных водах находятся во взвешенном состоянии твердые вещества и коллоиды, обусловливающие их цвет и ряд особенностей. Вкусовые и технические качества вод в значительной мере связаны с наличием молекул и диссоциированных ионов различных элементов, различное сочетание которых создает и различные свойства воды (рис. 83).

Гидрогеолог, приступая к исследованию состава подземных вод района, должен ясно представлять себе задачи исследования, так как они определяют способ отбора проб воды, объем определений и выбор той или иной методики анализа. Отсутствие ясности в целевом назначении анализов может привести

к неполноте собранных данных и, кроме того, к излишней затрате времени и средств на производство ненужных определений.

В зависимости от характера исследований можно следующим образом определить главнейшие задачи изучения состава подземных вод:

1. Оценка состава и свойств природных вод на основе определения содержания в них наиболее характерных компонентов; такая оценка производится в целях практического использования изучаемых вод для питьевого или технического водоснабжения, ирригации, для целей строительства и т. д. (табл. 25).

Таблица 25

Основные требования к составу и свойствам воды

Для питьевого водоснабжения	Питьевая вода должна быть чистой, приятной на вкус, безопасной по бактериальному составу и безвредной по содержанию газовых и химических компонентов
Для технического водоснабжения	Вода должна иметь реакцию, близкую к нейтральной, не должна быть жесткой, не должна содержать жиров, масел, свободной углекислоты и сульфатов Вода для питания паровых котлов не должна вызывать: 1) накипеобразования, 2) разъедания стенок (коррозии), 3) разрушения перенапряженного железа под влиянием высокой концентрации щелочей При воздействии на бетон вода не должна вызывать его разрушения вследствие: 1) выщелачивания и растворения некоторых составных частей (например, извести); 2) образования в бетоне новых соединений (наиболее вредными солями являются сульфаты, в результате взаимодействия которых с известью в порах бетона кристаллизуется гипс). Воды с содержанием SO_4^{--} от 200 до 800 *мг/л* являются слабо агрессивными, с содержанием более 800 *мг/л* — агрессивными
Для ирригации	Безвредными для орошения считаются воды с общей минерализацией не более 1,700 *мг/л*. Предельной нормой считается 5000 *мг/л*. Степень вредности растворенных в воде солей может быть охарактеризована отношением весовых величин $Na_2SO_4 : NaCl : Na_2CO_3 = 1:3:10$. В зависимости от химического состава вод, характера почв, рода растений, а также от агрохимических мероприятий нормы могут меняться

2. Более подробное определение газовых и химических компонентов, необходимое при установлении лечебного значения

минеральных вод, при промышленной оценке минеральных вод и рассолов как химического сырья (на иод, бром, бор, радий и пр.) и как поисковых критериев на месторождения полезных ископаемых (руды, нефти, газа, солей и т. д.).

3. Изучение закономерностей распространения и формирования подземных вод различного состава при проведении комплексной геолого-гидрогеологической съемки района.

4. Изучение гидрохимического режима подземных вод, контроль за колебаниями химического состава подземных вод во времени в зависимости от различных причин.

Строение воды

Вода по весу состоит из 11,11% водорода и 88,89% кислорода. Хотя вода является простейшим химическим соединением двух объемов водорода, с одним объемом кислорода, обычная формула H_2O, согласно которой все ее молекулы одинаковы, не может уже считаться удовлетворительной. Эта формула лишь соответствует молекулярному весу водяного пара. В жидком состоянии вода ассоциирована, т. е. она вместе с простыми молекулами содержит и более сложные образования, соответствующие формуле $[H_2O]_n$.

Вода обладает рядом интересных особенностей. В отличие от других веществ, плотность которых по мере охлаждения возрастает, вода имеет наибольшую плотность ($\delta = 1$) при $+4°$. При 0° вода состоит из молекул $(H_2O)_3$, а при $+4°$ молекулы переходят в $(H_2O)_2$, что вызывает увеличение удельного веса. Теплоемкость воды максимальная. При замерзании вода расширяется в объеме на 10%. При увеличении давления температура замерзания понижается примерно на 1° на каждые 130 *атм.*

Диэлектрическая постоянная ε показывает, во сколько раз сила взаимодействия между двумя зарядами в данной среде меньше, чем в пустоте. Для воды $\varepsilon = 81$ — больше, чем для всех других жидкостей. Следовательно, по закону Кулона:

$$F = \frac{e_1 \cdot e_2}{\varepsilon \cdot r_2},$$

где F — сила притяжения между двумя заряженными частицами;
e_1, e_2 — их заряд;
r — расстояние между частицами,
в воде сила взаимодействия между зарядами будет весьма ослаблена.

Кроме того, вода обладает аномалиями в отношении коэффициента преломления лучей, распространения звука, капиллярности, вязкости и т. д. Молекулы воды сильно притягиваются друг к другу, поэтому ее поверхность имеет большое поверхностное натяжение.

Как показали рентгеноскопические исследования, все эти особенности воды лучше всего объясняются скрытокристалличе-

ской структурой воды. Установлено, что структура воды характеризуется определенным сочетанием молекул, а сами молекулы отличаются высокой полярностью и своеобразным расположением атомов. Каждая молекула воды имеет четыре полюса электрических зарядов: два положительных и два отрицательных, причем эти полюсы расположены по вершинам правильного тетраэдра, центр которого совпадает с центром молекулы воды. В структуре льда молекулы воды располагаются так, что каждая молекула окружена четырьмя другими молекулами, обращенными к четырем ее полюсам своими противоположно заряженными полюсами.

Изучение спектров воды показало, что тетраэдрическая структура воды, которая по аналогии с минералом тридимитом называется «тридимитной», является весьма «рыхлой». Если бы молекулы лежали плотно, удельный вес воды равнялся бы двум. Повидимому, тридимитная структура воды, свойственная льду, по мере повышения температуры от 0 до 4° постепенно замещается другой структурой, при которой тетраэдры из молекул воды принимают более компактное спиральное расположение. Такая структура, по аналогии со структурой кварца, называется «кварцевой». Последняя по мере нагревания воды разрушается, и возникает беспорядочное движение неориентированных молекул воды.

При изучении изотопов кислорода и водорода (O^{16}, O^{17}, O^{18}, H^1, H^2, H^3) выяснилось, что в зависимости от их комбинаций может существовать 18 различных типов воды. Особое внимание привлекла тяжелая вода $H_2{}^2O$ (H^2H^2O), или D_2O, которая отличается от обычной воды особыми биологическими свойствами, например, в ней не прорастают семена, она смертельна для водных организмов; но участие небольшой доли такой воды в обыкновенной воде не оказывает вредного действия. Тяжелая вода имеет плотность 1,106, максимальная плотность наблюдается при +11,6°; температура кипения ее 101,42°, а температура плавления льда 3,82°. По вязкости, поверхностному натяжению и некоторым другим признакам тяжелая вода также резко отличается от простой воды.

Измерение плотности природных вод показало, что изотопный состав вод в известной мере отражает условия ее образования. Например, тяжелее обычной воды оказалась кристаллизационная вода, а также вода, содержащаяся в тканях растений и животных. Сверхтяжелая вода $H^3H^3O^{18}$ имеет молекулярный вес 24, т. е. она на 33% тяжелее обычной воды. Удельный вес ее 1,332, температура кипения 103—105°, точка плавления льда 8—10°, точка наибольшей плотности 18—20°.

Физические свойства воды

К главнейшим физическим свойствам природных вод, которые обычно определяются при гидрогеологических исследованиях, относятся: температура, цвет, прозрачность, вкус и запах.

Температура подземных вод колеблется в широких пределах: от весьма низкой в районах вечных снегов, на высоких горах и в условиях «вечной» мерзлоты, до температуры перегретых паров (более 120°) в районах молодой вулканической деятельности.

Наиболее вкусная и освежающая вода имеет температуру между 7 и 11°. Наибольшую лечебную ценность имеют воды с температурой выше 20°, особенно воды, температура которых близка к температуре человеческого тела (35—37°); эти воды не требуют ни нагревания, ни охлаждения, и широко используются на курортах.

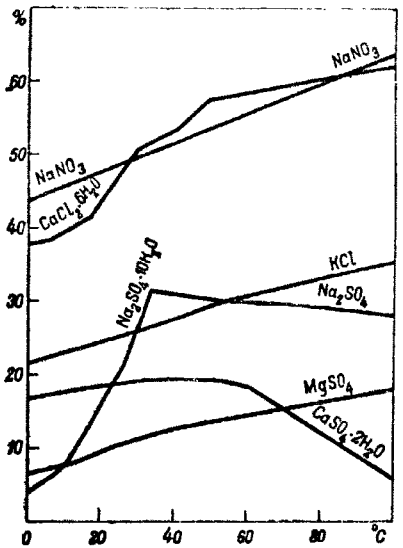


Рис. 84. Зависимость растворимости некоторых солей от температуры (по О. А. Алекину)

Температура вод в известной мере влияет на химический состав. Повышение температуры увеличивает скорость движения молекул в растворе, а также скорость течения большинства физико-химических процессов. Так, процессы диффузии и скорость растворения солей, имеющие огромное значение в формировании вод, ускоряются с повышением температуры. Повышение температуры на 10° увеличивает скорость диффузии почти на 20%, а скорость химических реакций при тех же условиях возрастает в 2—3 раза (правило Вант-Гоффа), т. е. изменение температуры на 1° вызывает изменение скорости реакции на 10—20%.

Изменение растворимости некоторых веществ с повышением температуры показано в табл. 26.

Таблица 26

Температура раствора в °С	Содержание в растворе солей в %		
	NaCl	$CaSO_4$	$CaCO_3$
25	26,44	0,209	0,0014
50	26,99	0,204	0,0015
100	28,15	0,153	0,0015

Как правило, растворимость натриевых и калиевых солей растет с повышением температуры, а кальциевых (сульфатных) — уменьшается (рис. 84). Поэтому холодные воды чаще всего кальциевые, а теплые и горячие — натриевые.

Газовый состав вод также связан с температурой. В табл. 27 приведены данные о растворимости газов (в *л* на 1 *л* воды) в зависимости от температуры воды при давлении этого газа над водой, равном 760 *мм* ртутного столба, и температуре газа 0°.

Таблица 27

Температура воды в °С	O_2	N_2	CH_4	H_2S	CO_2
0	0,0489	0,0235	0,0556	4,670	1,713
10	0,0380	0,0186	0,0418	3,399	1,194
20	0,0310	0,0155	0,0331	2,582	0,878
30	0,0261	0,0134	0,0276	2,037	0,665
40	0,0231	0,0118	0,0237	1,670	0,531
50	0,0209	0,0109	0,0213	1,410	0,423
70	0,0185	0,0101	0,0187	1,042	0,210
80	0,0181	0,0099	0,0182	0,917	—
90	0,0177	0,0098	0,0180	0,867	—
100	0,0177	0,0098	0,0177	0,844	—

Цвет воды до некоторой степени характеризует ее качество. Химически чистая вода бесцветна, и только в слое мощностью в несколько метров она приобретает голубой цвет. Окраску воде придают механические примеси. Желтоватый цвет характерен для вод болотистого происхождения, заключающих гуминовые вещества [1]. Сероводородные воды, вследствие окисления H_2S и образования тонкой коллоидальной мути, состоящей из частиц серы, имеют изумрудный оттенок.

Для определения цвета воды употребляются стандартные растворы. Воду наливают в цилиндр, боковая поверхность которого защищена от проникновения света металлической гильзой (или покрыта черной краской). При наблюдении сравнивают цвет испытуемой воды с цветом дестиллированной воды, налитой в такой же цилиндр. Оба сосуда устанавливают на белом фоне.

Прозрачность воды чаще всего определяют при помощи специального шрифта. Воду наливают в цилиндр с нанесенными делениями. Цилиндр ставят на шрифт и выпускают через кран воду до тех пор, пока через оставшийся слой воды не станет ясно различаться шрифт. Высота оставшегося столба воды, выраженная в сантиметрах, определяет степень прозрачности воды.

Вкус воды зависит от состава растворенных в ней веществ. Например, соленый вкус вызывается хлористым натрием, горь-

[1] Очень часто радужные пленки окислов железа на воде, в частности наблюдаемые на болотистых участках, принимаются за признаки нефти, которая, как известно, также дает радужную пленку. Однако формы железистых и нефтяных пленок различны: в то время как первые представляют собой тонкие пленки, разбивающиеся на остроугольные части, вторые имеют округлые очертания, свойственные жирным веществам.

кий — сульфатом магния, ржавый или чернильный — солями железа. Сладковатый вкус имеют воды, богатые органическими веществами; наличие свободной углекислоты придает воде приятный освежающий вкус.

З а п а х воды свидетельствует или о наличии газов биохимического происхождения (сероводород и др.) или о присутствии гниющих органических веществ.

Б. Л. Исаченко указывает, что запах в большинстве случаев связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества (актиномицетов). Различные виды этих бактерий могут придавать воде разнообразные запахи: затхлый, землистый, мышиный, рыбный и лекарственный. Запах вод имеет большое значение при выяснении качества воды. Для более точного определения запаха воды ее слегка нагревают.

Признаки загрязнения воды

В Советском Союзе в интересах охраны здоровья трудящихся существуют очень строгие правила в отношении санитарного состояния питьевых вод. Все источники водоснабжения находятся под постоянным контролем, что обеспечивает немедленное обнаружение химических компонентов и бактерий, которые могут вредно влиять на человеческий организм, вызывая эпидемические заболевания, или служить указанием на загрязнение.

Показателем бактериологического загрязнения воды служит наличие кишечной палочки (Bacterium colis communae). Сама палочка не болезнетворна, но ее присутствие обычно указывает на наличие патогенных бактерий (брюшного тифа, дизентерии, холеры и др.).

Прежде степень бактериологического загрязнения воды характеризовали так называемым коли-титром, т. е. объемом воды (выраженным в кубических сантиметрах), содержащим одну кишечную палочку. Если одна кишечная палочка была найдена в 100 *см*^{3} воды, вода считалась удовлетворительной, в 10 *см*^{3} — относительно чистой, в 1 *см*^{3} — сомнительной, в 0,1 *см*^{3} — нездоровой, в 0,01 *см*^{3} — совершенно неудовлетворительной.

В настоящее время наличие в воде кишечных палочек характеризуется коли-тестом, под которым понимается количество кишечных палочек в 1 *л* воды. По принятому стандарту, бактериологически безвредной считается вода, имеющая коли-тест не более 3 для городов РСФСР и не более 2 для Москвы, при определении концентрации бактерий на мембранных фильтрах. Общее количество бактерий не должно превышать 20—100 в 1 *см*^{3} воды. Эти нормы не являются предельными, и требования к воде могут быть повышены. В случае нарушения санитарных норм требуется проведение специальных мероприятий (например, хлорирование воды или бактерицидное облучение).

Очень часто естественные воды обогащаются органическими веществами за счет распада веществ животного и растительного происхождения. Таким образом, большое количество органических веществ в пресной воде может также служить одним из показателей ее загрязнения. Содержание органических веществ в воде с некоторым приближением можно определить при прокаливании сухого остатка воды. Неточности в определении происходят вследствие тех изменений, которые претерпевают при прокаливании минеральные составные части сухого остатка.

Кроме того, органические вещества животного происхождения способны окисляться. Следовательно, судить о количестве органических веществ в воде можно также по их окисляемости, т. е. по количеству кислорода или иного окислителя, которое расходуется на их окисление. Обычно окисляемость принято характеризовать количеством израсходованного перманганата калия ($KMnO_4$), выраженным в миллиграммах на 1 *л* воды.

Сравнивая различные способы выражения окисляемости воды, можно принять следующие соотношения: 100 *см*^{3} 0,01-н раствора марганцевокислого калия равны 30 *мг* $KMnO_4$ или 7,5 *мг* кислорода, что соответствует приблизительно 157,5 *мг* органических веществ.

Хлор (Cl^-) органического происхождения может попадать в грунтовые воды вместе со сточными водами и фекальными отбросами. Выяснение причин обогащения хлором и его происхождения требует химического анализа воды и изучения гидрогеологической обстановки. Для питьевых вод норма содержания Cl менее 35 *мг/л*. Однако при отсутствии возможного источника загрязнения, особенно в засушливых районах, эта норма может быть увеличена до 500 *мг/л* и более.

Нитратный ион (NO_3^-) обычно присутствует в очень незначительных количествах; часто обнаруживаются лишь следы его. В большинстве случаев он имеет органическое происхождение и представляет собой конечный продукт разложения азотистых органических веществ, т. е. является признаком древнего загрязнения.

Нитритный ион (NO_2^-) безошибочно указывает на свежее загрязнение воды фекальными отбросами и т. п. Такая вода не может служить питьевой.

Калий (K^+) в некоторых случаях (при содержании более 10 *мг/л*) может также указывать на загрязнение воды.

Аммоний (NH_4^+), подобно нитритному иону, является показателем загрязнения для пресных вод.

Жесткость воды

Жесткостью воды называют свойство, обусловленное наличием в ней растворенных соединений кальция и магния. Это свойство отчетливо выявляется растворимостью в воде мыла:

чем вода жестче, тем большее количество мыла требуется для появления пены.

В основном мыло состоит из щелочных солей жирных кислот (пальмитиновой, стеариновой, олеиновой и т. д.). При взаимодействии мыла с жесткой водой кальций и магний, находящиеся в воде, образуют нерастворимые в воде соли жирных кислот:

$$2K(Ol) + CaSO_4 = Ca(Ol)_2 + K_2SO_4.$$

Жесткие воды не пригодны для многих производств — бумажного, сахарного, винокуренного, кожевенного и т. п. На станках паровых котлов они образуют котельный камень — плотную корку, которая обладает малой теплопроводностью и замедляет теплообмен.

Раньше жесткость воды принято было выражать в немецких градусах. Один градус жесткости соответствует содержанию 10 *мг* CaO в 1 *л* воды. Следовательно, определение градуса исходит из устарелой окисной формы выражения анализа воды. Магний при вычислении жесткости перечисляли на эквивалентное количество окиси кальция.

Жесткость, отвечающая общему количеству содержащихся в воде ионов Ca^{++} и Mg^{++}, называется **общей жесткостью**. Последняя делится на жесткость постоянную и устранимую.

Жесткость, соответствующая той части кальция или магния, которая при кипячении выпадает в осадок, называется **устранимой**, а разность между общей жесткостью и устранимой — **постоянной** жесткостью.

Так как один градус жесткости соответствует содержанию в 1 *л* воды 10 *мг* CaO или эквивалентному ему содержанию 7,2 *мг* MgO, то для определения жесткостн воды в градусах по данным химического анализа можно пользоваться формулой:

$$H = a \cdot 0{,}1 + b \cdot 0{,}14,$$

где H — жесткость в градусах;

a — количество миллиграммов CaO в 1 *л*;

b — количество миллиграммов MgO в 1 *л*.

Чтобы вычислить по жесткости суммарное содержание миллиграмм-эквивалентов кальция и магния в 1 *л* воды, нужно величину жесткости, выраженную в градусах, умножить на коэффициент 0,357.

Выпадение кальция и магния в осадок при кипячении воды объясняется переходом ионов HCO_3^- в ионы CO_3^{--} и улетучиванием свободной углекислоты:

$$Ca(HCO_3^-)_2 \rightarrow \underset{\text{осадок}}{\downarrow CaCO_3} + H_2O + \uparrow CO_2.$$

По содержанию в воде иона HCO_3^- можно рассчитать, какое количество ионов кальция или магния должно выпасть в осадок при кипячении воды и тем самым определить устранимую жесткость. Для этого нужно число ионов HCO_3^- в миллиграммах, содержащихся в 1 *л* воды, умножить на коэффициент 0,046, который получается следующим образом:

$$\frac{CaO}{2HCO_3 \cdot 10} = \frac{56{,}08}{2 \cdot 61{,}01 \cdot 10} = 0{,}046.$$

Это вычисление дает только приблизительную величину устранимой жесткости, так как углекислый кальций, а в особенности основные соли магния заметно растворимы в воде, причем их растворимость тем больше, чем выше общее содержание других соединений (хлористых, сульфатных). Ввиду этого жесткость, вычисленную указанным способом, в отличие от устранимой жесткости, называют карбонатной.

В настоящее время в СССР жесткость принято выражать количеством миллиграмм-эквивалентов Ca^{++} и Mg^{++}, содержащихся в 1 *л* воды. Один миллиграмм-эквивалент жесткости соответствует содержанию 20,04 *мг/л* Ca^{++} и 12,16 *мг/л* Mg^{++} и равен 2,8 градуса.

О. А. Алекин (1952) предлагает следующие градации жесткости природных вод:

Очень мягкая	До 1,5	*мг-экв*	(до 4,2°)
Мягкая	1,5—3	„	(4,2—8,4°)
Умеренно жесткая	3—6	„	(8,5—16,8°)
Жесткая	6—9	„	(16,8—25,2°)
Очень жесткая	Более 9	„	(более 25,2°)

Агрессивная углекислота

Агрессивная углекислота это та кислота, которая способна переводить в раствор карбонат кальция. Растворение карбоната кальция в воде, содержащей свободную углекислоту, выражается уравнением:

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \leftrightarrows Ca^{++} + 2HCO_3^-.$$

Этот процесс обратим и до конца не доходит, т. е. часть содержавшейся в растворе угольной кислоты остается после реакции в свободном состоянии. Каждому определенному содержанию в воде HCO_3, находящейся в равновесии с твердым $CaCO_3$, будет отвечать определенное содержание свободной углекислоты. Это количество свободной углекислоты, отвечающее состоянию равновесия, называется равновесной углекислотой. Если содержание свободной углекислоты в воде будет

больше, чем нужно для равновесия, то при соприкосновении такой воды с $CaCO_3$ будет происходить растворение последнего. Та часть свободной углекислоты, которая при этом израсходуется на реакцию с углекислым кальцием, называется агрессивной углекислотой.

Вопрос об определении агрессивной углекислоты имеет большое значение при производстве бетонных работ, так как она оказывает разрушающее действие на бетон и на многие сорта цемента. Важную роль этот вопрос играет также при изучении воздействия подземных вод на растворимые горные породы. Наиболее ярко агрессивная способность вод проявляется в известняковых массивах (см. гл. 17). При оценке способности воды растворять углекислый кальций и скорости растворения карбоната кальция Ф. Ф. Лаптев предлагает различать два понятия: 1) дефицит насыщения и 2) интенсивность карбонатной агрессии.

Дефицит насыщения — способность растворять в единице объема то или иное количество карбоната кальция или, иначе говоря, растворимость углекислого кальция в данной воде, выраженная в миллиграммах связанной углекислоты на 1 *л*.

При подсчете надо учитывать, что растворимость углекислого кальция в дистиллированной воде, не содержащей свободной углекислоты, составляет 11,5 *мг* $CaCO_3$ на 1 *л* или, в пересчете на связанную углекислоту, 5,06 *мг/л*.

Дефицит насыщения можно установить экспериментально путем обработки порции исследуемой воды порошком мрамора (в момент взятия пробы) и последующего определения количества углекислого кальция, перешедшего в раствор; его можно также определить теоретически или по графикам.

Интенсивность карбонатной агрессии — скорость растворения углекислого кальция данной водой. Она не находится в прямой зависимости от содержания в воде агрессивной углекислоты, т. е. она не пропорциональна дефициту насыщения. Интенсивность карбонатной агрессии возрастает быстрей, чем дефицит насыщения, и связана с химическим составом вод. В частности, растворимость карбоната кальция сильно повышается в сульфатных и хлоридных водах.

Интенсивность карбонатной агрессии I пропорциональна дроби $\frac{(s_0-y)^2}{s_0}$, где s_0 — предельное содержание связанной углекислоты (в *мг/л*), равное сумме ее фактического содержания и дефицита насыщения, а y — фактическое содержание связанной углекислоты в данный момент (в *мг/л*).

На основании большого экспериментального материала установлено, что интенсивность карбонатной агрессии может быть выражена формулой:

$$I=\frac{(s_0-y)^2}{s_0}\,i,$$

где i — интенсивность карбонатной агрессии условной воды, имеющей $s_0 = 1$ и $y = 0$.

В некоторых случаях может быть определено конкретное значение i. Например, при взаимодействии с известняком величина i может быть выражена количеством миллиграммов $CaCO_3$, переходящих в раствор в единицу времени с единицы поверхности.

По Ф. Ф. Лаптеву, каждая карбонатная порода может быть охарактеризована в отношении устойчивости против агрессивного действия воды двумя коэффициентами: α и γ. Под коэффициентом скорости растворения породы α понимается число миллиграммов связанной углекислоты, переходящей в раствор за 1 сутки с 1 $м^2$ поверхности при действии на породу воды, имеющей $s_0 = 1$ и $y = 0$. Коэффициентом скорости разрушения породы γ называется толщина слоя породы (в сантиметрах), разрушающегося в течение 1 года при действии на породу воды, имеющей $s_0 = 1$ и $y = 0$.

Скорость разрушения породы w под действием воды вычисляется по формуле:

$$w_y = \frac{(s_0 - y)^2}{s_0} \gamma \ см/год.$$

При ориентировочных подсчетах принимается: для плотных и не содержащих большого количества примесей (менее 10%) доломитов $\gamma = 0{,}002$—$0{,}003$ *см/год*, для таких же известняков $\gamma = 0{,}004$—$0{,}005$ *см/год*. Для прочих пород коэффициент γ, так же как коэффициент α для всех пород, должен быть определен экспериментально.

Для определения содержания в воде агрессивной углекислоты Ф. Ф. Лаптев составил удобный график (рис. 85).

Приведем пример пользования графиком.

Содержание HCO_3^- в воде равно 195 *мг/л*, а содержание свободной углекислоты 25 *мг/л*. По шкале, приведенной в нижней части графика, находим, что 195 *мг* HCO_3^- соответствуют 70 *мг* связанной углекислоты. На графике находим точку, отвечающую содержаниям связанной углекислоты 70 *мг/л* и свободной углекислоты 25 *мг/л*. Эта точка располагается между кривыми, соответствующими содержаниям агрессивной углекислоты 10 *мг/л* и 15 *мг/л*, но несколько ближе к первой из этих кривых. Следовательно, содержание агрессивной углекислоты в данной воде составляет примерно 12 *мг/л*.

График применим для вычисления агрессивной углекислоты в тех случаях, когда содержания ионов Ca^{++} и HCO_3^- в 1 *л* примерно эквивалентны и отношение $\frac{r\mathrm{HCO_3}}{r\mathrm{Ca}}$ колеблется в пределах 1,25—1,75 ($r\mathrm{HCO_3}$ — содержание HCO_3 в *мг-экв/л*, $r\mathrm{Ca}$ — содержание Ca в *мг-экв/л*).

Большой научный и практический интерес имеет вывод А. Н. Бунеева и Ф. Ф. Лаптева о том, что агрессивность вод увеличивается при смешении двух даже неагрессивных вод.

Пусть смешиваются две воды — первая вода, содержащая в 1 *л* 45 *мг* связанной углекислоты и 2,4 *мг* свободной углекислоты, и вторая, содержащая в 1 *л* 151,5 *мг* связанной углекислоты и 96 *мг* свободной. Наносим точки, отвечающие составам этих вод, на график, изображенный на рис. 86. Первая вода изобразится на графике точкой *А*, вторая — точкой *Б*. Обе точки лежат на кривой, соответствующей значению $\frac{(s_0 - y)^2}{s_0} \cdot = 0$, т. е. обе воды являются неагрессивными. Любая смесь этих вод выразится точкой,

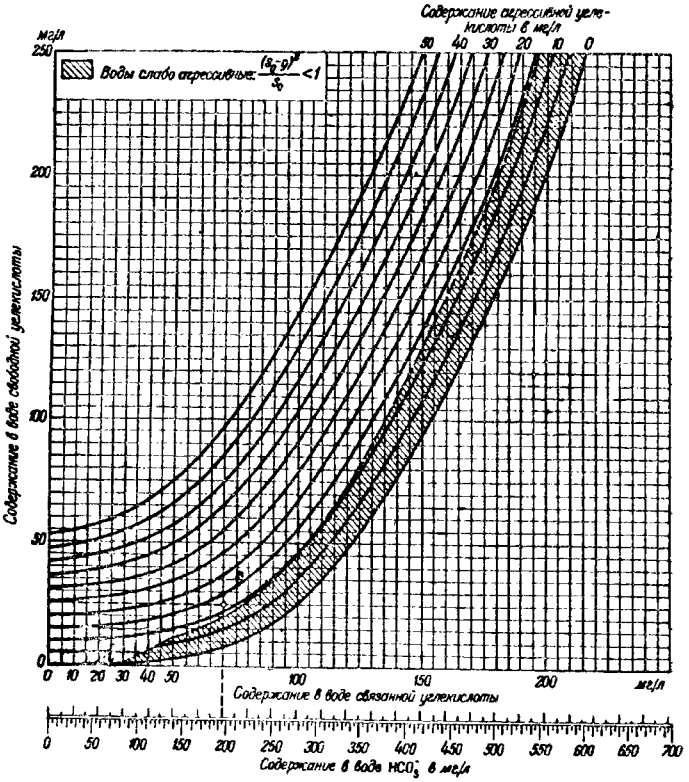


Рис. 85. График для вычисления содержания в воде агрессивной углекислоты (по Ф. Ф. Лаптеву)

лежащей на отрезке прямой *АБ*. Все точки отрезка *АБ* лежат выше упомянутой кривой, т. е., иначе говоря, любая смесь первой воды со второй будет уже агрессивна по отношению к карбонату кальция и будет его растворять.

Возьмем на отрезке *АБ* точку *В*. Смесь, отвечающая по содержанию связанной и свободной углекислоты точке *В*, получится, если смешать вторую воду с первой в объемном отношении $\frac{m}{n} \approx 2$. Точка *В* лежит на кривой, соответствующей $\frac{(s_0 - y)^2}{s_0} = 2{,}0$.

Таким образом, если два объема второй воды смешать с одним объемом первой, то получится агрессивная смесь, причем показатель интенсивности

карбонатной агрессии этой смеси будет равен 2, т. е. эта смесь будет обладать значительной агрессивностью. Подобным приемом можно решить вопрос об интенсивности карбонатной агрессии любой смеси двух вод.

С явлением повышения агрессивности вод приходится считаться при нарушениях режима подземных вод, обусловленных строительством крупных инженерных сооружений. Геологиче-

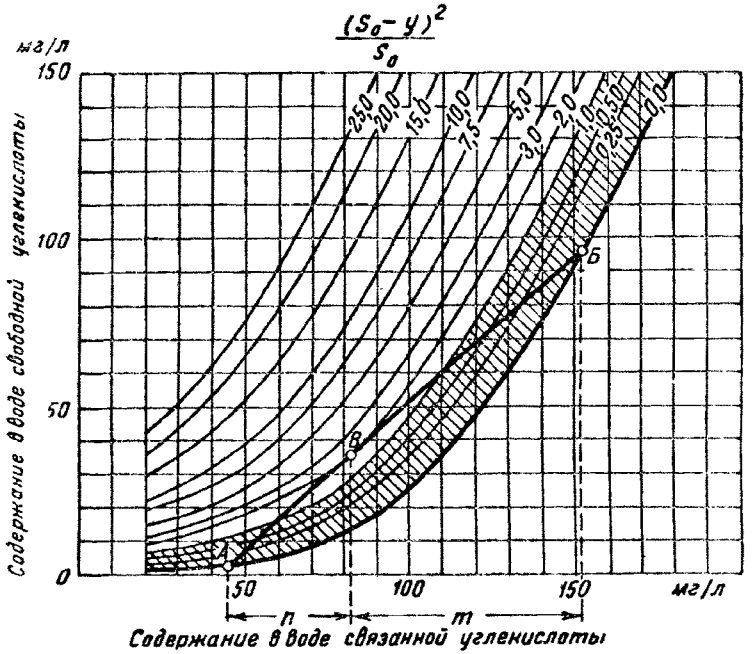


Рис. 86. График для вычисления содержания в воде агрессивной углекислоты в случае смешения двух вод (по Ф. Ф. Лаптеву)

ское значение подобного результата смешения вод также велико, так как наибольшая интенсивность карбонатной агрессии возникает в тех случаях, когда происходит внедрение атмосферных вод в толщи карбонатных пород и их смешение с трещинными водами, заключенными в этих породах.

Концентрация водородных ионов

Для правильного определения химического состава подземных вод необходимо знать концентрацию водородных ионов, или активную реакцию pH. Все водные растворы содержат водородные и гидроксильные ионы. Вода в весьма слабой степени диссоциирует по уравнению:

$$H_2O \rightleftarrows H^+ + OH^-.$$

На основании закона действующих масс можно написать следующую зависимость:

$$\frac{[H^+] \cdot [OH^-]}{[H_2O]} = K \text{ (постоянная величина).}$$

Степень диссоциации воды чрезвычайно мала, поэтому количество недиссоциированных молекул воды H_2O можно считать постоянным:

$$[H^+] \cdot [OH^-] = K \cdot [H_2O] = K_{воды} = 10^{-14} \text{ (при } T = 22°),$$

т. е. произведение концентрации водородных и гидроксильных ионов в воде всегда постоянно и зависит только от температуры. Под их концентрацией следует понимать содержание грамм-эквивалентов соответствующего иона в 1 *л* раствора.

Если реакция нейтральна, то концентрация водородных и гидроксильных ионов одинакова и равна 10^{-7}, т. е.

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}.$$

Для растворов, имеющих кислую реакцию, концентрация водородных ионов $[H^+]$ будет больше 10^{-7}, а концентрация гидроксильных ионов $[OH^-]$ соответственно меньше 10^{-7}. Произведение же концентрации водородных и гидроксильных ионов, как указано, всегда будет постоянным и равным 10^{-14} (при $T = 22°$). Для растворов, имеющих щелочную реакцию, концентрация гидроксильных ионов будет больше 10^{-7}.

Кислую и щелочную реакции выражают концентрацией водородных ионов $[H^+]$, которую легче определить, чем концентрацию гидроксильных ионов $[OH^-]$. Для характеристики концентрации водородных ионов пользуются показателем степени десяти, отбрасывая отрицательный знак, и обозначают его pH.

Таким образом, $pH = -\lg [H^+]$.

Пример.

$$[H^+] = 10^{-2}, \quad pH = -\lg (10^{-2}) = 2\lg 10 = 2.$$

Зная значение pH, можно определить $[H^+]$. Например, если pH = 6,7, то

$$\lg [H^+] = -6{,}70 = +0{,}30 - 7 = \lg 2 + \lg 10^{-7} = \lg 2 \cdot 10^{-7}$$

или

$$[H^+] = 2 \cdot 10^{-7}.$$

При нейтральной реакции pH = 7,0, при кислой pH < 7,0, при щелочной pH > 7,0.

Определение концентрации водородных ионов должно производиться на месте взятия пробы. Наиболее употребительный

способ определения - - колориметрический; он основан на свойстве индикаторов менять свою окраску в зависимости от изменения концентрации водородных ионов. Существует также и электрометрический метод.

Определение величины pH имеет большое значение для правильной оценки состава воды и для установления вида содержащихся в ней слабых кислот (углекислой, фосфорной, кремне-

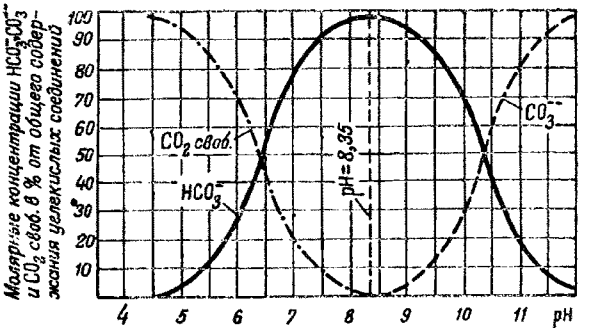


Рис. 87. График соотношений CO_2, HCO_3^- и CO_3^{--} в зависимости от pH воды

вой). В качестве иллюстрации на рис. 87 приводится график соотношения CO_2, HCO_3^- и CO_3^{--} в зависимости от pH воды. Этот график показывает, что свободная углекислота может присутствовать в водах при pH $<$ 8,3—8,4. Такие же соотношения могут быть установлены для H_2S и HS^-, H_2SiO_3 и $HSiO_3^-$ и т. д.

В зонах окисления рудных залежей pH подземной воды обычно равен или меньше 5—6.

Общая минерализация вод

Сумма ионов, молекул и различных соединений, содержащихся в воде, составляет ее общую минерализацию. Хорошая питьевая вода должна содержать их в 1 *л* не более 0,5 *г*. О величине общей минерализации можно судить по сухому, или плотному, остатку, который получается после выпаривания воды. Для пресных вод пределом сухого остатка считается содержание 1 *г* в 1 *л* воды. Однако в некоторых районах (особенно засушливых) для питья используется вода с сухим остатком 2,5—3 *г* в 1 *л*. В состав сухого остатка входят минеральные вещества, растворенные в воде, а также нелетучие органические вещества и коллоиды. Растворенные газы и летучие соединения, в том числе органические вещества, при выпаривании и последующем высушивании остатка улетучиваются, и, следовательно, в состав сухого остатка не входят.

Величина сухого остатка, полученная выпариванием и высушиванием при 110°, может заметно отличаться от вычисленной

теоретически по сумме ионов и молекул. Это расхождение объясняется неполнотой анализа или же ошибкой при определении сухого остатка, или какой-либо его составной части.

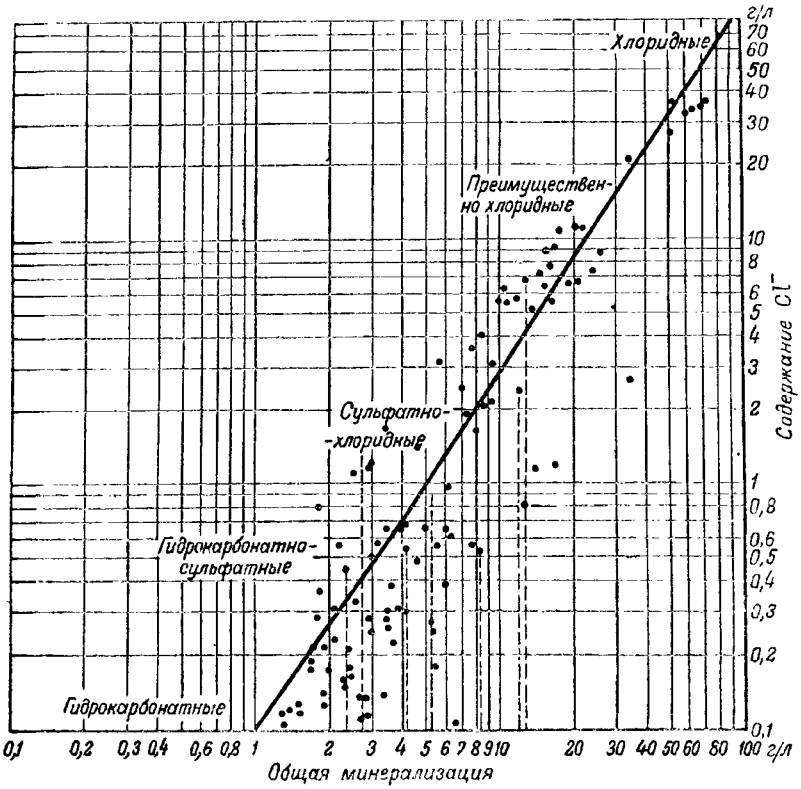


Рис. 88. Зависимость содержания хлора от общей минерализации воды на примере подземных вод Кавказа

Обычно вода содержит в том или ином количестве ионы HCO_3^-, а также ионы Ca^{++} и Mg^{++}. Ионы HCO_3^- при нагревании переходят в ионы CO_3 по схеме:

$$2HCO_3^- \rightarrow CO_3^{--} + H_2O + CO_2 .$$

Ион CO_3 образует с ионами кальция и магния трудно растворимые в воде углекислые соли, которые обычно выпадают первыми при выпаривании воды.

Углекислота и вода, получившиеся при образовании иона CO_3^{--} из двух ионов HCO_3^-, при выпаривании улетучиваются. В сухом остатке вместо двух ионов HCO_3^- остается один ион

CO_3^{--}. Если в воде содержится A *мг* HCO_3^-, то в сухом остатке останется в виде углекислых солей:

$$A \cdot \frac{CO_3^{--}}{2HCO_3^-} = A \cdot \frac{60}{122{,}02} = A \cdot 0{,}492 \text{ мг ионов } CO_3^{--}.$$

Следовательно, при вычислении сухого остатка необходимо принимать во внимание только половину найденного анализом количества ионов HCO_3^- (точнее 0,492).

Чтобы избежать завышенного результата определений сухого остатка при высоком содержании в воде ионов магния, сульфатов и хлора, рекомендуется при выпаривании добавлять навеску соды, высушенной при 180°. При этом хлориды и сульфаты кальция и магния переходят в карбонаты, чем достигается полное обезвоживание сухого остатка.

Величина общей минерализации воды может служить хорошим критерием для классификации вод, так как по мере повышения общей минерализации изменяется и их химический состав (рис. 88).

Можно дать следующую градацию вод по общей минерализации (табл. 28).

Таблица 28

Общая минерализация в *мг/л*	Характеристика	Химический состав
Менее 200	Ультрапресные	Обычно гидрокарбонатные
200—500	Пресные	
500—1 000	Воды с относительно повышенной минерализацией	Гидрокарбонатно-сульфатные
1 000—3 000	Солоноватые	Сульфатно-хлоридные
3 000—10 000	Соленые	
10 000—35 000	Воды повышенной солености	Преимущественно хлоридные
35 000—50 000	Воды переходные к рассолам	Хлоридные
50 000—400 000	Рассолы	

В нефтяной практике общее содержание растворенных веществ характеризуют суммой миллиграмм-эквивалентов на 100 *г* раствора, а для весьма крепких растворов — удельным весом или градусами Боме (т. е. условными единицами, основанными на определениях плотности жидкости по ареометру).

Показателем минерализации вод в известной степени может служить и электропроводность.

Электропроводностью K называется величина, обратная удельному сопротивлению, выраженному в омах:

$$K = \frac{1}{W}.$$

Под удельным сопротивлением понимается сопротивление, которое оказывает прохождению тока 1 $см^3$ исследуемой воды при 18° по Ф. Кольраушу, или 25° по В. Оствальду.

Электропроводность вод обусловлена содержанием в них электролитов. Величина электропроводности находится в сложной зависимости от концентрации раствора, валентности ионов и температуры. В связи с этим определение электропроводности дает возможность судить об общей минерализации воды и осуществлять систематический контроль за ее колебаниями.

Величина электропроводности пресных вод колеблется в пределах от $33 \cdot 10^{-5}$ до $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ *ом*. Определение электропроводности воды производят в особом сосуде с платиновыми электродами при помощи переменного тока от индукционной катушки и мостика Уитстона или Кольрауша. При этом опробуемый раствор должен быть слабо концентрированным, поэтому сильно минерализованные воды разбавляют дестиллированной водой.

Глава 10

ИЗОБРАЖЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СИСТЕМАТИЗАЦИЯ АНАЛИЗОВ ВОДЫ

Химические анализы подземных вод

Вода представляет собой сложную систему, характеризующуюся тесной взаимосвязью компонентов и подчиняющуюся общим законам теории растворов. Графо-аналитические методы позволяют получить ясное представление о химическом составе воды, даже если известна только концентрация отдельных элементов.

Изучение процессов формирования химического состава вод должно основываться на законах физико-химии, учете концентрации водородных ионов (pH) и окислительно-восстановительного потенциала, вычислении ионной силы раствора и активности ионов, определении всех растворенных в водах газов, с расчетом парциального давления каждого газа в растворе. Современные требования к анализам воды чрезвычайно возросли, и гидрогеолог уже не может ограничиться простыми качественными определениями или не вполне точным «капельным» анализом. В настоящее время в гидрогеологических изысканиях обязательно участвуют специалисты-химики. Какие определения необходимо сделать в пробе подземной воды, чтобы выяснить природу образования изучаемой воды и дать ей практическую оценку? Этот вопрос всегда стоит перед гидрогеологом.

Элементы, входящие в состав природных подземных вод, можно разбить на четыре группы:

I группа, составляющая основную массу химических компонентов, заключенных в водах, — это так называемые макроэлементы: O, H, C, N, Ca, S, P, K, Si, Mg, Fe, Na, Cl, Al (14 элементов).

II группа — микроэлементы, присутствующие в воде в малых количествах: Zn, Br, Mn, Cu, J, As, B, F, Pb, Ti, V, Cr, Ni, Sr, Ag, Co, Ba (17 элементов).

III группа — ультраэлементы, встречающиеся в крайне малых количествах: Li, Au, Rb, Hg и др.[1]

[1] А. П. Виноградов предлагает микроэлементами называть элементы, содержащиеся в живом веществе в количестве менее 10^{-2}%, а ультраэлементами — содержащиеся в количестве менее 10^{-5}% по весу. Но в последнее время к микроэлементам относят все химические элементы, присутствующие в почвах, водах и организмах в очень малых количествах (10^{-3}—10^{-12}%). Следовательно, микроэлементы это те элемеиты, которые находятся в водах в колнчестве менее 10 *мг/л* (редко до 100 *мг/л*).

IV группа — радиоактивные элементы: Ra, Th, Rn и др.

Таким образом, если изучать только макро- и микроэлементы (31 элемент), а также основные растворимые в воде газы (азот, кислород, метан) и некоторые радиоактивные элементы (радон, радий), надо определять 36 компонентов; с учетом других важных определений, как, например, содержание сероводорода, содержание тяжелых углеводородов, pH, электропроводность, всего получится 40 определений. Но практически в настоящее время все внимание сосредоточивают на шести главнейших компонентах химического состава подземных вод: Na^+, Mg^{++} Ca^{++}, Cl^-, SO_4^{--} и HCO_3^-, так как эти ионы заключены в подземных водах в преобладающем количестве и определяют их химический тип; остальные ионы являются сопутствующими. В очень редких случаях можно встретить воды с преобладающим содержанием железа Fe^{++} (в зоне окисления рудных месторождений), аммония NH_4^+ (в вулканических областях) или нитратов NO_3^- (на участках древнего загрязнения или залежей селитры).

Любопытно, что калий, присутствующий в литосфере примерно в одинаковых количествах с натрием и хорошо растворимый в воде, никогда не встречается в природных водах в больших количествах. Отличное от Na^+ поведение иона K^+ в коре выветривания объясняется тем, что последний участвует в образовании вторичных нерастворимых в воде минералов (гидрослюд, монтмориллонита, серицита), а гакже в значительном количестве извлекается организмами и растительностью.

В Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского накопился большой материал по изучению микроэлементов, показывающий всю важность определения их как для практических, так и для теоретических целей. В настоящее время без определения микроэлементов трудно решить вопрос о качестве воды и ее происхождении.

А. П. Виноградов обратил особое внимание на существование так называемых биогеохимических провинций и связанных с ними эндемий (очаги заболеваний), особенно резко выявляющихся в областях с недостатком или избытком содержания отдельных химических элементов в почвах и природных водах.

Например, хорошо известны случаи развития зоба при пониженном содержании в питьевых водах иода. При недостаточном содержании бора растения заболевают («гниль сердечка свеклы»), а при избытке его некоторые растения гибнут. Большое внимание привлекает фтор, который обнаружен в повышенных количествах даже в пресных питьевых водах некоторых районов; если фтора в воде мало, наблюдаются заболевания зубов (кариез) у человека и животных, если же его много (более $5 \cdot 10^{-5}$%), возникает флюороз, разрушение зубной эмали и т. п.

Угнетенное состояние, а иногда и гибель растений могут быть обусловлены недостаточным содержанием в почвах таких элементов, как медь, цинк, молибден, кобальт и др. Иногда по повышенному содержанию указанных элементов в растениях можно обнаружить скрытые рудные залежи. Известно также, что путем введения в почву некоторых микроэлементов можно значительно повысить урожайность сельскохозяйственных культур.

Рассмотрим некоторые типы анализов.

В наиболее простом случае при гидрогеологических изысканиях определяют содержание анионов Cl^-, SO_4^{--} и HCO_3^-, катионов Ca^{++}, Mg^{++} и $Na^+ + K^+$ (по разности), а также сумму ионов (общая минерализация). Кроме того, определяют $CO_{2\,своб}$, Fe^{++}, NH_4^+, NO_2^-, NO_3^- и показатель концентрации водородных ионов pH. В результате получается типовой анализ, достаточный лишь для общей гидрохимической оценки воды. Для производства полевого химического анализа удобны походные лаборатории типа лаборатории А. А. Резникова или СПЕЦГЕО, хотя, по существу, они являются полустационарными. Помимо физических свойств воды, эти лаборатории дают возможность устанавливать обычными и колориметрическими методами содержание главнейших компонентов. Объемным путем определяются: Cl^-, HCO_3^-, CO_3^{--}, SO_4^{--} общая жесткость, Mg^{++}, Ca^{++} (по разности между общей жесткостью и содержанием магния), свободная и агрессивная углекислота; колориметрически определяются pH, Fe^{++}, Fe^{+++}, NH_4^+, NO_2^-; кроме того, качественно определяются H_2S и NO_3^-. Методика анализов указывается в специальной инструкции.

При опробовании подземных вод необходимо учитывать, что при выходе на поверхность, в новые условия температуры, давления и аэрации воды претерпевают более или менее значительные изменения своего состава и свойств: изменяется температура воды, выпадают в осадок соединения железа, марганца, кальция и др.; окисляются соединения серы и азота; меняются pH и радиоактивность. Поэтому многие определения необходимо делать на месте.

Посуда, предназначенная для взятия проб на химический анализ, должна быть тщательно вымыта сначала хлорной известью или теплым мыльным раствором, а затем дистиллированной водой. Перед заполнением необходимо посуду ополоснуть испытуемой водой несколько раз. Если позволяют условия, следует при помощи трубки пропустить через посуду несколько объемов отбираемой воды; в случае определения газового состава вод последнее требование выполнять обязательно. После закупорки посуду надо залить сургучом или менделеевской замазкой. Под пробкой приходится оставлять немного воздуха, так как иначе при нагревании вода выдавит пробку.

При опробовании поверхностных слоев открытых водоемов пробу берут непосредственно в бутылку без каких-либо приспособлений. Если же пробу необходимо взять с определенной глубины колодца, шахты или скважины, то пользуются специальными приборами типа желонок. При изучении растворенных и свободно выделяющихся газов применяются более сложные пробоотборники. При опробовании колодцев и скважин необходимо прежде всего, если нет самоизлива, произвести откачку для удаления застоявшейся воды.

Объем взятой для опробования воды зависит от целевой установки. Для типового анализа достаточно 1 *л*, для более полного надо 2—3 *л*. Количество воды, отбираемой на анализ, зависит также от степени минерализации воды. Для специального опробования на такие элементы, как бром, иод, литий, стронций, мышьяк и т. п., необходимо дополнительно брать до 20 *л*.

Каждая проба воды должна иметь подробный паспорт, содержащий сведения о дате и часе отбора пробы, о местоположении водоисточника, о глубине и условиях взятия пробы, а также о цели анализа. Кроме того, в паспорте должна быть отмечена температура воды и воздуха в момент отбора пробы и указана фамилия взявшего пробу.

Для решения геологических вопросов и для использования данных о подземных водах в качестве поисковых критериев типовой анализ недостаточен. В этих случаях необходимо определять содержание всех галоидов (Cl^-, Br^-, J^-, F^-), кремневой кислоты, раздельно определять Na^+ и K^+ и особое внимание обращать на микроэлементы. В районах рудных месторождений следует устанавливать содержание металлов: Cu^{++}, Zn^{++}, Ni^{++}, Sn^{++} и др. Выбор определяемых элементов зависит от цели поисков.

В последнее время в практику исследований входят оптические методы изучения состава воды, к которым относятся спектральный анализ, люминесцентный анализ, методы, основанные на преломлении, рассеянии, поляризации, интерференции света. Наиболее разработан спектральный метод исследований.

Спектральный анализ делится на эмиссионный и абсорбционный. Первый, более удобный и распространенный, позволяет определять наличие каких-либо элементов в исследуемой воде. К спектральным методам анализа относится также метод, основанный на так называемом комбинационном рассеянии света, который позволяет выяснить молекулярный состав сложных смесей.

Спектральный анализ, как и все оптические методы, отличается быстротой выполнения, высокой чувствительностью и достаточной точностью. Кроме того, для спектрального анализа требуется очень небольшое количество вещества, не больше нескольких кубических сантиметров, а в некоторых случаях достаточно даже десятых долей кубического сантиметра. В большинстве случаев спектральный анализ производится без предварительной обработки анализируемого вещества.

По чувствительности спектральный анализ во многих случаях превосходит обычные аналитические методы. Следует, однако, иметь в виду, что точность спектрального анализа в значительной степени зависит от способа возбуждения спектров и применяющейся аппаратуры. Кроме того, по мнению А. Д. Вадковской, чувствительность спектрального анализа по отношению к различным элементам также различна; она очень велика для металлов, но меньше для металлоидов. Элементы: фтор, хлор, бром, иод, азот, кислород, селен и ряд других, в особенности галогены и газы, спектрографически обнаруживаются с большим трудом главным образом в виду того, что их наиболее интенсивные линии лежат в далекой ультрафиолетовой области, а линии, лежащие в близкой ультрафиолетовой или видимой области, требуют для своего возбуждения очень большой энергии.

Обнаружено, что концентрационная чувствительность, т. е. минимальная концентрация, при которой может быть определено наличие какого-либо элемента в исследуемом растворе, сплаве и т. д., в очень большой степени зависит от рода аниона, а именно: азотнокислые соли различных элементов имеют наибольшую чувствительность, затем идут по степени чувствительности иодистые, бромистые и хлористые соли; наименее чувствительны сернокислые соединения.

Минимальные количества вещества, которые можно определить спектральным путем, достигают 10^{-8}—10^{-9}% в зависимости от источника возбуждения.

Экспериментальные исследования показали, что наиболее выгодно определять в водах спектральным анализом следующие 26 элементов: Li, Al, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, In, Sb, Te, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb, Bi.

Некоторые элементы (например, стронций, барий и др.) удобно определять помощью хроматографического метода.

Формы выражения анализа природных вод

Чтобы сделать необходимые выводы из полученных результатов анализа, следует произвести систематизацию данных, позволяющую правильно «прочитать» химический состав воды.

В. И. Вернадский предложил выражать состав воды в весовых или атомных процентах элементов (табл. 29). Такая форма выражения анализа, несомненно, имеет большое значение для теоретических построений в области геохимии, особенно при изучении процессов миграции атомов, но она требует точного количественного анализа всех компонентов природных вод.

Старые способы выражения анализа воды в виде солей (NaCl, Na_2SO_4, $CaSO_4$ $CaCO_3$ и др.) или в окисно-ангидридной форме (Na_2O, CaO, MgO и др.) не соответствуют истинной картине состояния природных растворов и должны быть отвергнуты, хотя в некоторых случаях комбинирование анионов и катионов в виде «солей» может служить условной характеристикой воды.

Поскольку в природной воде молекулы солей почти полностью диссоциированы на ионы, основной формой выражения результатов анализа воды надо считать ионную форму. Содержание того или иного иона вычисляется в граммах или милиграммах на 1 *л*, а для минеральных вод и рассолов, удельный вес которых намного превышает единицу, — в граммах на 1 *кг*.

Кроме ионов, в воде содержатся недиссоциированные молекулы (H_2SiO_3, HBO_2 и др.) и коллоиды, среди которых чаще всего встречаются соединения трехвалентного железа, алюминия и кремния ($Fe_2O_3 + Al_2O_3 + SiO_2$). Соотношение между различными видами кислот, как было уже указано, обычно определяется концентрацией водородных ионов (pH).

Таблица 29

Декады	Элементарный состав океанической воды		Декады	Средний состав гидросферы	
	весовые %	атомные %		порядок весовых процентов	элементы
I	O 85 92 H 10,79	H 66,31 O 33,00	I II	10 10^{0}	O, H Cl, Na
II	Cl 1,93 Na 1,04		III IV	10^{-1} 10^{-2}	Mg S, Ca,
III	Mg $1{,}27\cdot10^{-1}$	Cl $3{,}53\cdot10^{-1}$ Na $2{,}77\cdot10^{-1}$	V VI	10^{-3} 10^{-4}	Br, C, N Si, Al, B, Fe (?)
IV	S $9{,}01\cdot10^{-2}$ Ca $4{,}17\cdot10^{-2}$ K $3{,}82\cdot10^{-2}$	Mg $3{,}48\cdot10^{-2}$ S $1{,}72\cdot10^{-2}$	VII	10^{-5}	F, J, Ar, Cu, P U (?), Rb (?), Mn
			VIII	10^{-6}	Li, Th (?), As
V	Br $6{,}6\cdot10^{-3}$ C $3{,}5\cdot10^{-3}$ N $2{,}0\cdot10^{-3}$ Sr $1{,}3\cdot10^{-3}$	Ca $6{,}39\cdot10^{-3}$ K $6{,}02\cdot10^{-3}$ C $1{,}35\cdot10^{-3}$	IX X XI XIV	10^{-7} 10^{-8} 10^{-9} 10^{-12}	Zn, Ag Kr Au, Xe, Ne, He Ra
VI	Si $3{,}0\cdot10^{-4}$ Fe $1{,}1\cdot10^{-4}$	N $8{,}7\cdot10^{-4}$ Br $5{,}0\cdot10^{-4}$	XXII XXIV	10^{-20} 10^{-22}	Po (?) Rn (?)
	Плотный остаток 3,5%				

Ионы взаимодействуют между собой в строго определенных, эквивалентных весовых отношениях, поэтому результаты анализа можно выражать и в эквивалентной форме. Для пересчета анализа, выраженного в ионной форме, в эквивалентную форму количества миллиграммов ионов, содержащихся в 1 *л* воды, делят на их эквивалентные веса. Например, 40,08 *мг* иона Ca^{++} соответствуют $\frac{40{,}08}{20{,}04} = 2$ *мг-экв* Ca; 144,09 *мг* иона SO_4^{--} составляют $\frac{144{,}09}{48{,}03} = 3$ *мг-экв* SO_4 и т. д. Деление на эквивалентный вес можно заменить умножением на величину, обратную эквивалентному весу. Так, для иона Na^{+} множитель будет равен числу $\frac{1}{22{,}99} = 0{,}04348$, для иона Cl^{-} — числу $\frac{1}{35{,}457} = 0{,}0282$ и т. д. Для наиболее распространенных катионов и анионов пересчетные коэффициенты для перехода от миллиграммов ионов к миллиграмм-эквивалентам приведены в табл. 30.

Для того, чтобы иметь представление о соотношениях между ионами и сопоставлять воды различной минерализации, количе-

ства эквивалентов ионов выражают еще в процентах от суммы катионов и суммы анионов, принимая каждую из сумм за 100%.

Для краткого и наглядного выражения химического состава воды применяется формула, предложенная М. Г. Курловым. В ней количественное содержание элементов выражено в процентах эквивалентов, причем главные анионы помещены в убывающем порядке выше черты, главные катионы — в том же порядке ниже черты. Буквой М обозначена общая минерализация в граммах на 1 *л* (сумма анионов и катионов с недиссоциированными молекулами без газов). Кроме того, рекомендуется отмечать газовый состав, специфические элементы (Fe^{++}, Br^-, J^- и др.). В конце формулы можно указывать температуру воды.

Таблица 30

Коэффициенты для пересчета миллиграммов ионов на миллиграмм-эквиваленты

Катионы	Эквивалентный вес катионов	Пересчетный коэффициент	Анионы	Эквивалентный вес анионов	Пересчетный коэффициент
H^+	1,008	0,99206	Cl^-	35,457	0,02820
K^+	39,096	0,02558	Br^-	79,916	0,01251
Na^+	22,997	0,04348	J^-	126,92	0,00788
NH_4^+	18,040	0,05543	NO_3^-	62,008	0,01613
Li^+	6,940	0,14409	NO_2^-	46,00	0,02174
Ca^{++}	20,040	0,04990	SO_4^{--}	48,08	0,02082
Mg^{++}	12,160	0,08224	HCO_3^-	61,01	0,01639
Fe^{++}	27,925	0,03581	CO_3^{--}	30,005	0,03333
Fe^{+++}	18,617	0,05371	PO_4^{---}	31,660	0,03159
Al_3^{+++}	8,990	0,11124	HPO_4^{--}	47,994	0,02084
Mn^{++}	27,465	0,03641	S^{--}	16,030	0,06238
			HS^-	33,068	0,03024
			$HSiO_3^-$	77,068	0,01298

Для примера приведем два анализа пресных питьевых вод (табл. 31).

Согласно формулам Курлова, воду кяриза можно назвать гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридной магниево-кальциево-натриевой, а воду родника — гидрокарбонатной магниево-кальциевой, так как названия воды даются по компонентам, содержащимся в растворе в количестве более 25% экв., причем правильнее называть компоненты в порядке возрастания.

Таблица 31

Ионы	Кяриз в пролювиальных отложениях (Средняя Азия)			Родник в подлавовых брекчиях (Грузия)		
	г/л	*мг-экв/л*	% экв.	*г/л*	*мг-экв/л*	% экв.
Катионы						
$Na^+ + K^+$	0,121	5,20	38,0	0,006	0,25	16,3
Mg^{++}	0,042	3,48	25,4	0,005	0,41	26,8
Ca^{++}	0,101	5,02	36,6	0,0178	0,87	56,9
		13,70	100,0		1,53	100,0
Анионы						
Cl^-	0,197	5,56	40,6	0,0013	0,04	2,6
SO_4^{--}	0,196	4,09	29,8	0,0041	0,09	5,9
HCO_3^-	0,253	4,05	29,6	0,0814	1,33	86,9
NO_3^-	—	—	—	0,0042	1,07	4,6
		13,70	100,0		1,53	100,0
H_2SiO_3	—	—	—	0,0395	—	—
Сумма	0,910			0,158		
Формула Курлова	$M_{0,9}\frac{Cl_{41}SO_{30}^4HCO_{29}^3}{Na_{38}Ca_{33}Mg_{25}}$ $T = 25,6°$			$M_{0,18}\frac{HCO_{87}^3}{Ca_{57}Mg_{27}Na_{16}}$ $T = 7°$		

Если в воде присутствуют газы или какие-либо специфические элементы, их указывают в начале формулы, перед общей минерализацией. Так, формула химического состава воды одного из минеральных источников имеет вид:

$$CO_{1,9}^2M_{2,5}\frac{HCO_{59}^3SO_{29}^4Cl_{12}}{Ca_{59}Mg_{25}Na_{16}}\ T = 13°.$$

Эту воду, очевидно, можно назвать углекислой ($CO_{2\text{своб.}}$ 1,9 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатной магниево-кальциевой.

Кроме того, необходимо вычислять отношения между ионами (в эквивалентах), позволяющие судить о процессах, видоизменяющих основные типы вод. Такие коэффициенты для океанической воды вместе с ее анализом приведены в табл. 32.

Таблица 32

Ионы	г/кг	мг-экв/кг	% экв.
Катионы			
K^+	0,387	9,89	1,63
Na^+	10,707	465,51	76,98
Ca^{++}	0,420	21,00	3,47
Mg^{++}	1,317	108,31	17,92
		604,71	100,00
Анионы			
Cl^-	19,342	545,43	90,19
Br^-	0,066	0,12	0,13
SO_4^{--}	2,688	55,97	9,26
HCO_3^-	0,150	2,46	0,42
Сумма ионов	35,00	604,68	100,00

Характерные отношения между компонентами морской воды:

$\frac{rK}{rCl}$ 0,0181

$\frac{rNa}{rCl}$ 0,8537

$\frac{rCa}{rCl}$ 0,0385

$\frac{rMg}{rCl}$ 0,1986

$\frac{rBr}{rCl}$ 0,0015

$\frac{rJ}{rCl}$ 0,0001

$\frac{rSO_4}{rCl}$ 0,103

Химические классификации подземных вод

Существует много классификаций природных вод, предложенных различными авторами. Большинство из них в той или иной степени использует соотношения между главными анионами и катионами (О. А. Алекин, С. А. Щукарев и др.). В. И. Вернадский в 1929 г. предложил делить подземные воды по составу растворенных газов на кислородные, углекислые, азотные, метановые, сероводородные и водородные. Это предложение должно было привлечь к себе большое внимание, но только в последнее время состав газа принят в основу классификационных схем (А. М. Овчинников и др.).

Довольно проста классификация Ч. Пальмера, получившая широкое распространение при изучении вод нефтяных месторождений. Эта классификация основана на определенных соотношениях между главнейшими анионами и катионами при эквивалентной форме выражения анализа вод.

В классификации Пальмера ионы, близкие по своим химическим свойствам, объединяются в группы.

Катионы делятся на три группы:

a — сильные основания (щелочи) Na^+, K^+;

e — слабые основания (щелочные земли) Ca^{++}, Mg^{++};

m — весьма слабые основания (тяжелые металлы) Fe^{++}, Cu Al^{+++};

Анионы делятся на две группы:

S — сильные кислоты Cl^-, SO_4^{--};

A — слабые кислоты HCO_3^- и др.

Если в воде присутствуют, кроме вышеперечисленных, другие ионы, то последние включаются в соответствии с их свойствами в одну из приведенных групп, например, NH_4^+ — в группу щелочей, Mn^{++} — в группу тяжелых металлов, $HSiO_3^-$ или CO_3^{--} — в группу слабых кислот и т. д.

Каждая из групп обусловливает то или иное свойство воды. Сильные кислоты создают «соленость», слабые кислоты — «щелочность» воды. Свойства, которые придаются воде щелочами, называются «первыми», щелочными землями — «вторыми» и тяжелыми металлами — «третьими». Таким образом, получаются следующие сочетания (табл. 33).

Таблица 33

Кислоты	Основания		
	сильные *a*	слабые *e*	весьма слабые *m*
S сильные	Первая соленость S_1	Вторая соленость S_2	Третья соленость S_3
A слабые	Первая щелочность A_1	Вторая щелочность A_2	Третья щелочность A_3

Всего выделяется пять классов природных вод (табл. 34).

Таблица 34

Класс	Формула	Характеристика вод
I	$S<a$	Мягкие щелочные воды, преимущественно связанные с кристаллическими породами и нефтяными месторождениями
II	$S=a$	Промежуточный тип
III	$S>a$ $S<a+e$	Жесткие воды (с постоянной жесткостью), связанные с осадочными породами
IV	$S=a+e$	Близкие по составу к морской воде, а также грунтовые воды засушливых областей
V	$S>a+e$	Кислые воды рудных месторождений с повышенной концентрацией водородных ионов и присутствием тяжелых металлов

В настоящее время несколько формальная классификация Пальмера уже не удовлетворяет возросшим требованиям к изучению состава вод и вызывает много критических замечаний.

Основные недостатки классификации Пальмера заключаются в следующем: 1) в ней не учитывается общая минерализация воды; 2) компоненты, имеющие различную геохимическую обстановку формирования (например, сульфаты и хлориды, кальций и магний), объединяются в одну группу.

Значительно более логично построена классификация О. А. Алекина, в которой воды делятся на классы и группы по преобладающим анионам и катионам и далее подразделяются на типы по соотношениям между ионами. Выделяются три класса вод по преобладающему аниону: гидрокарбонатные ($HCO_3^- + CO_3^{--}$), сульфатные (SO_4^{--}), хлоридные (Cl^-). Каждый класс вод по преобладающему катиону подразделяется на три группы, которые в свою очередь делятся на типы, определяемые соотношением между ионами (в миллиграмм-эквивалентах).

Первый тип характеризуется соотношением: $HCO_3^- > Ca^{++} + Mg^{++}$. Воды этого типа или связаны с изверженными породами или образованы при обмене Ca^{++} на Na^{++}, содержащийся в почвах или породах.

Второй тип вод определяется соотношением $HCO_3^- < Ca^{++} + Mg^{++} < HCO_3^- + SO_4^{--}$. Воды второго типа связаны с осадочными горными породами и продуктами их выветривания. К этому типу преимущественно смешанных вод относится большинство поверхностных вод суши (воды рек, озер, неглубокие подземные воды).

Третий тип отличается соотношением: $Cl^- > Na^+$ или $HCO_3^- + SO_4^{--} < Ca^{++} + Mg^{++}$. К этому типу принадлежат воды океанов, морей, лиманов, реликтовых водоемов и сильно минерализованные подземные воды, подвергшиеся значительным изменениям в результате катионного обмена.

Для четвертого типа $HCO_3^- = 0$, т. е. воды этого типа кислые.

По классификации Алекина класс воды обозначается химическим символом по главному аниону (C, S, Cl), группа — химическим символом по преобладающему катиону (Ca, Mg, Na), тип обозначается римской цифрой. Например, «C_{II}^{Ca}» означает: класс гидрокарбонатных вод, группа кальция, тип второй, а «Cl_{III}^{Na}» — класс хлоридных вод, группа натрия, тип третий. Общая схема классификации О. А. Алекина представлена на рис. 89.

В 1934 г. С. А. Щукарев предложил свой метод систематизации химических анализов природных вод. Его метод очень удобен для сравнения химического состава вод.

В основу деления на классы С. А. Щукарев положил химический состав вод по главным шести компонентам (Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, Na^+, Mg^{++}, Ca^{++}), причем он принимал во внимание те компоненты, эквивалент-проценты которых превышают 25%. Из шести компонентов можно построить 49 комбинаций, отвечающих 49 клеткам системы или 49 классам.

Н. Н. Славянов предложил располагать эти классы в ином порядке, что значительно удобнее. Приводим систематизацию хи-

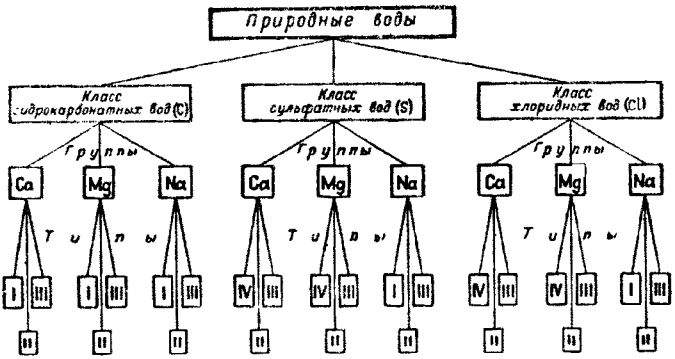


Рис. 89. Классификация природных вод по химическому составу (по О. А. Алекину)

мического состава подземных вод по схеме С. А. Щукарева, видоизмененную Н. Н. Славяновым (табл. 35).

Таблица 35

Ионы, составляющие более 25% *экв*	HCO_3^-	$HCO_3^- + SO_4^{--}$	$HCO_3^- + SO_4^{--} + Cl^-$	$HCO_3^- + Cl^-$	SO_4^{--}	$SO_4^{--} + Cl^-$	Cl^-
Ca^{++}	1	8	15	22	29	36	43
$Ca^{++} + Mg^{++}$	2	9	16	23	30	37	44
Mg^{++}	3	10	17	24	31	38	45
$Na^+ + Ca^{++}$	4	11	18	25	32	39	46
$Na^+ + Ca^{++} + Mg^{++}$	5	12	19	26	33	40	47
$Na^+ + Mg^{++}$	6	13	20	27	34	41	48
Na^+	7	14	21	28	35	42	49

Путем смешения вод и в результате процессов метаморфизации можно получить промежуточные классы. По общей минерализации каждый класс вод разделен на группы: *A* — менее 1,5 *г/л*, *B* — от 1,5 до 10 *г/л*, *C* — от 10 до 40 *г/л* и *D* — более 40 *г/л*.

Для графического изображения химического состава вод существует несколько способов. Простейшим из них является способ прямоугольника, по которому содержание ионов (в % *экв*) показывается в виде отрезков прямоугольника, откладываемых в масштабе. При этом рекомендуется катионы и анионы показывать каждый в отдельности в порядке относительной реактивной силы: катионы: NH_4^+, K^+, Na^+, Mg^{++}, Ca^{++}, Zn^{++}, Fe^{++}, Mn^{++}, H^+;

анионы: NO_3^-, Cl^-, Br^-, J^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, CO_3^{--}, OH^-, а общую минерализацию указывать особо (рис. 90).

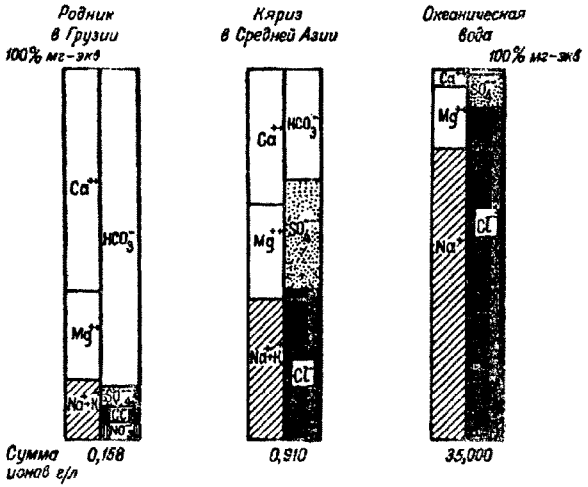


Рис. 90. Диаграмма химического состава вод

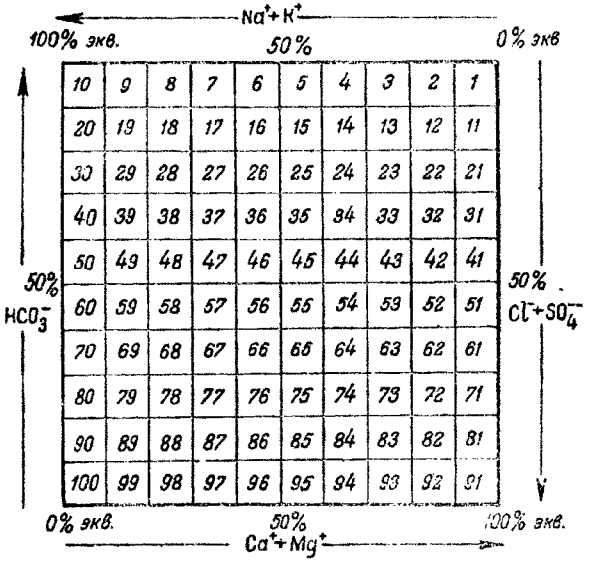


Рис. 91. График-квадрат Н. И. Толстихина

Удобным методом систематизации химических анализов служит график-квадрат, предложенный Н. И. Толстихиным (рис. 91).

На этом графике по горизонтали откладывают в процент-эквивалентах содержание катионов, а по вертикали — анионов. Увели-

чение количества $Ca^{++} + Mg^{++}$ идет слева направо, причем одновременно уменьшается количество $Na^{+} + K^{+}$. Для анионов увеличение содержания HCO_3^- происходит снизу вверх с одновременным уменьшением количества $Cl^- + SO_4^{--}$.

Химический состав воды можно изобразить одной точкой. Если точка окажется в верхнем правом углу квадрата, вода, как правило, будет относиться к гидрокарбонатно-кальциевому типу; если в левом верхнем углу — к гидрокарбонатно-натриевому. В левом нижнем углу сосредоточатся преимущественно хлоридно-натриевые воды, а в правом нижнем — сульфатно-кальциевые.

Кроме того, Н. И. Толстихин разделил квадрат на 100 мелких квадратиков со стороной, соответствующей 10% *экв*, и каждому квадратику присвоил порядковый номер.

Номер воды определяют следующим образом. Прежде всего суммируют эквивалент-проценты сильных оснований. Десяток, к которому относится полученная сумма, обозначается n_1. Далее складывают эквивалент-проценты сильных кислот. Если сумма выражается двузначным числом, то единицы заменяют нулем. Полученное число обозначают n_2. Если сумма оказывается однозначным числом, то для определения номера n_2 в расчет не принимается.

Искомый номер воды будет $n_1 + n_2$.

Например, пресная вода содержит:

$$r(Na + K) = 16{,}3\%\ экв;$$

тогда $n_1 = 2$.

Кроме того,

$$rCl + rSO_4 + rNO_3 = 2{,}6 + 5{,}9 + 4{,}6 = 13$$

следовательно, $n_2 = 10$.

Номер воды будет равен:

$$n_1 + n_2 = 2 + 10 = 12,$$

т. е. вода будет находиться в верхнем правом углу графика-квадрата, где обычно размещаются анализы слабо минерализованных гидрокарбонатно-кальциевых вод.

Приведем пример для океанической воды:

$$rNa + rK = 76{,}98 + 1{,}63 = 78{,}61\%\ экв,$$

или $n_1 = 8$.

$$+ rBr + rSO_4 = 90{,}19 + 0{,}13 + 9{,}26 = 99{,}58\%\ экв,$$

или $n_2 = 90$.

Номер воды будет:

$$n_1 + n_2 = 8 + 90 = 98.$$

Следовательно, вода окажется в нижнем левом углу графика-квадрата, где располагаются наиболее высоко минерализованные (хлоридно-натриевые) воды и рассолы.

Средние номера, близкие к 45—46, 55—56, 65—66, соответствуют водам различной минерализации наиболее сложного химического состава.

Для систематизации данных химического анализа вод, кроме графика-квадрата, принято составлять графики-треугольники отдельно для катионов и анионов (рис. 92).

Заслуживает внимания способ систематизации анализов природных вод, предложенный В. А. Сулиным, — способ, широко применяющийся в нефтяной практике. Диаграмму, на которую наносятся данные анализов вод, Сулин называет «генетическим графиком» (рис. 93). Центром этой диаграммы является точка.

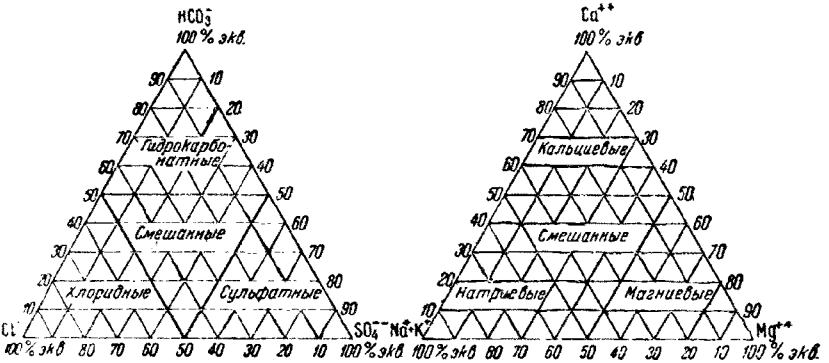


Рис. 92. Графики-треугольники

соответствующая отношению $\frac{r\,Na}{r\,Cl} = 1$. Воды с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} > 1$ попадают в нижний квадрат, с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} < 1$ — в верхний квадрат. Кроме того, используя соотношения между ионами (в эквивалент-процентах) $\frac{Na - Cl}{SO_4}$ и $\frac{Cl - Na}{Mg}$, Сулин относит воды к той или иной природной обстановке формирования.

Указанные соотношения позволяют провести на графике диагональ, которая делит квадраты на четыре треугольника. Каждому треугольнику соответствует основной «генетический» тип природной воды, причем названия этим типам даются не по доминирующим компонентам, а по сочетаниям анионов и катионов, которые обусловливают особенности каждого типа вод. В нижнем квадрате заключены воды, в которых появляются сульфат натрия и гидрокарбонат натрия, отражающие континентальную обстановку существования вод («сульфатно-натриевый» и «гидрокарбонатно-натриевый» типы). В верхнем квадрате располагаются воды с хлоридами магния и кальция. «Хлор-магниевый» тип отражает морскую обстановку, «хлор-кальциевый» — глубинную. Каждый тип вод по преобладающим анионам разделяется на группы (гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных вод), по соотношениям между ионами — на классы и по преобладающим катионам — на подгруппы (кальциевых, магниевых, натриевых вод). В результате получается довольно сложная классификация.

В. А. Сулин рекомендует каждый анализ привязывать к определенной глубине с тем, чтобы на графике можно было просле-

дить путь изменения воды от сульфатно-натриевого типа, свойственного неглубоким водам, до хлор-кальциевого типа, который рассматривается им как крайний тип преобразования подземных

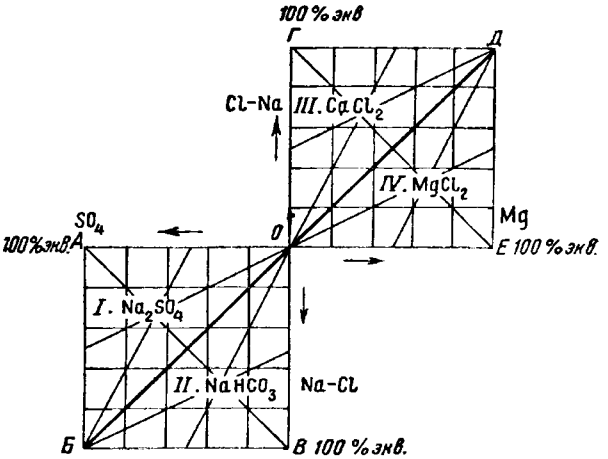


Рис. 93. Диаграмма природных вод (по В. А. Сулину)
Типы вод: *I* — сульфатно-натриевый; *II* — гидрокарбонатно-натриевый; *III* — хлор-кальциевый; *IV* — хлор-магниевый

вод в глубинной обстановке, в основном, за счет процессов испарения, медленно протекающих в земной коре.

Диаграмма Сулина строится следующим образом.

В прямоугольной системе координат по оси ординат в эквивалент-процентах ионов откладываются: вверх — значения Cl — Na, вниз — величина Na — Cl. По оси абсцисс направо откладывается содержание в водах магния, налево — сульфатного иона.

Из конечных точек абсцисс и ординат проводят линии, параллельные осям координат. Образуется два квадрата: один в правом верхнем углу графика, второй — в левом нижнем.

Луч, проведенный в верхнем правом квадрате под углом 45° к оси абсцисс, отвечает значению $\frac{Cl - Na}{Mg} = 1$. Этот луч делит верхний квадрат на два треугольника-поля. В нижнем правом треугольнике верхнего квадрата расположатся воды, характеризующиеся отношением $\frac{Cl - Na}{Mg} < 1$. Соответственно воды, характеризующиеся отношением $\frac{Cl - Na}{Mg} > 1$, разместятся в верхнем левом треугольнике. Таким образом, нижний треугольник верхнего квадрата представляет собой поле распространения вод хлор-магниевого типа. Верхний треугольник верхнего квадрата соответственно ограничивает обстановку существования вод хлор-кальциевого типа.

Луч, проведенный из начала координат под тем же углом в нижнем квадрате, будет отвечать значению $\frac{Na - Cl}{SO_4} = 1$. Этот луч разделит нижний

квадрат на два треугольника-поля. Верхний треугольник нижнего квадрата ограничивает воды сульфатно-натриевого типа с $\frac{Na - Cl}{SO_4} < 1$, нижний — воды гидрокарбонатно-натриевого типа с $\frac{Na - Cl}{SO_4} > 1$.

Проведем в обоих квадратах вторые диагонали и линии, исходящие из начала координат и противолежащих ему углов квадратов к серединам противоположных сторон; тогда каждое из основных полей разделится на шесть дополнительных, отвечающих провинциям (зонам) и областям (этажам) природных вод.

На линии *АБ* (см. рис. 93) располагаются воды сульфатные, а на линии *БВ* — натриевые.

Таким образом, в точке *А* находятся воды, содержащие только сульфаты кальция и магния, в точке *Б* — воды сульфатно-натриевые, в точке *В* — гидрокарбонатно-натриевые. Линия *БО* разграничивает сульфатно-натриевые и гидрокарбонатно-натриевые воды. В точке *О* значения $Na - Cl = O$, $Cl - Na = O$, $Na = Cl$. Это — точка перехода вод в хлор-магниевый и хлор-кальциевый типы.

В верхнем правом квадрате на линии *ОЕ* располагаются магниевые воды, а на линии *ГД* — воды, несущие в своем составе хлориды кальция и магния. В точке *Д* находятся воды только с хлоридом магния, а в точке *Е* — воды, содержащие сульфат, карбонат и бикарбонат магния.

Рассматривая рис. 93, нетрудно убедиться, что график Сулина дает распределение вод основных типов по формальному признаку. Достаточно малейшего изменения отношения $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ (а изменение может зависеть от различных причин), чтобы вода, согласно графику, стала относиться уже к иной «обстановке» формирования (к морской вместо континентальной, или наоборот). Так же легко переходят из одной «обстановки» в другую воды, в которых почему-либо изменяется коэффициент $\frac{Cl - Na}{Mg}$. Следовательно этот график нельзя называть «генетическим», так как он механически связывает химический состав вод с их происхождением, что неизбежно должно привести к ошибочным выводам.

Гидрогеохимическая система природных вод. В целях выяснения общих закономерностей распределения природных вод по химическому составу автор настоящей книги предлагает свою графическую схему систематизации химических анализов, которая отражает генетический подход к изучению состава вод и учитывает их газовый состав (рис. 94). Схема состоит из трех сопряженных квадратов. Верхний квадрат заключает воды с газами окислительной обстановки (азот, кислород, углекислота и др.); это воды поверхностных водоемов и неглубокие подземные воды. Средний квадрат характеризует воды с газами восстановительной обстановки (метан, сероводород, углекислота, азот и др., при отсутствии кислорода); сюда попадают, в частности, воды нефтяных и газовых месторождений. Нижний квадрат определяется газами метаморфической обстановки, — преимущественно углекислотой. К нему относятся газирующие углекислые воды областей молодой магматической деятельности. Таким образом, анализы вод распределяются в строгой зависи-

мости от природной обстановки формирования, чем подчеркивается известная генетическая связь между составом вод и газов.

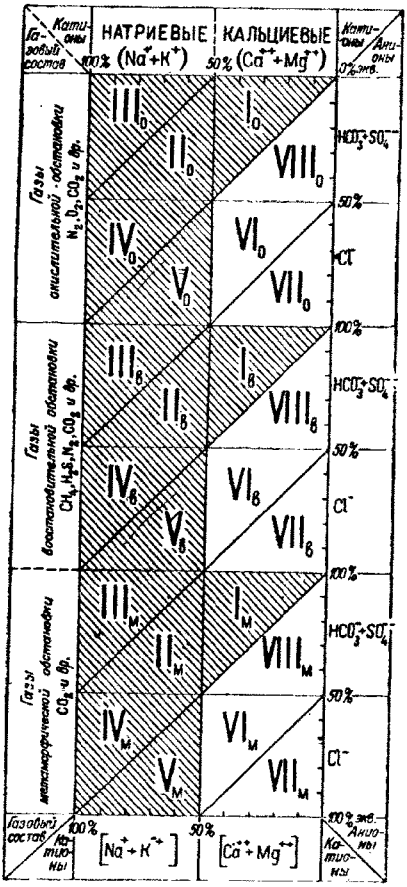


Рис. 94. Гидрогеохимическая система природных вод. Заштрихованы классы, к которым относятся преимущественно подземные воды

В каждом квадрате по оси абсцисс справа налево отложено содержание (в % *экв*) главных катионов, а по оси ординат сверху вниз — содержание главных анионов, причем в основу положено увеличение содержания Na^+ и Cl^-. Таким образом, в правой половине квадратов заключены преимущественно кальциевые воды, а в левой — натриевые; в нижней половине квадратов всегда будут находиться хлоридные воды. Такое расположение лучше (по сравнению с графиком-квадратом Толстихина) отражает распределение вод различных генетических типов (инфильтрационных вод выщелачивания, седиментационных вод морского генезиса и т. д.) и их зональность.

Каждый квадрат разделен диагональю, которая разграничивает воды с отношением $\frac{a}{r\,Cl} > 1$ и $\frac{r\,Na}{r\,Cl} < 1$ и позволяет устанавливать появление в составе вод характерных соотношений между ионами (гидрокарбонатов натрия, хлоридов кальция). Кроме того, на графике проведены вспомогательные диагонали. В результате, для каждой обстановки выделяется восемь классов, причем каждый класс характеризуется определенными количественными показателями. Классы обозначаются римскими цифрами, обстановка формирования — индексами при цифрах (о — окислительная, в — восстановительная, м — метаморфическая). Условными знаками на графике можно показать температуру вод и содержание микроэлементов.

Глава 11

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основные процессы формирования химического состава подземных вод

Химический состав подземных вод весьма разнообразен, но основные закономерности распространения вод различного состава в результате гидрогеологических и гидрогеохимических исследований в СССР вырисовываются довольно отчетливо. Если не принимать во внимание парообразной воды, а также связанных вод, представляющих собой ту или иную ассоциацию молекул $(H_2O)_n$ и не содержащих иных химических компонентов, то можно сказать, что, по существу, формирование химического состава подземных вод начинается с момента появления их в капельно-жидком состоянии (в виде свободных гравитационных и капиллярных вод). Следует иметь в виду, что даже атмосферные осадки содержат растворенные газы (O_2, N_2, CO_2, Ar и др.) и, следовательно, обладают тем или иным химическим составом. Обычно наиболее высокая минерализация атмосферных осадков наблюдается в приморских или засушливых районах, а также на участках предприятий химической промышленности и в районах вулканических извержений.

В качестве примера в табл. 36 приводятся результаты изучения состава атмосферных осадков на Украине (по данным Е. С. Буксера и Н. К. Федоровой, 1947).

Таблица 36

Ионы	Содержание в *мг/л*	
	Град в Киеве	Дождь в г. Осипенко
Na^+	0,46	18,17
Mg^{++}	1,60	1,53
Ca^{++}	4,20	7,45
Cl^-	0,93	9,79
SO_4^{--}	6,17	24,57
HCO_3^-	12,20	30,50
Сумма	25,56	93,01
Формула Курлова	$M_{0,025}\frac{HCO_{56}^{3}SO_{36}^{4}Cl_8}{Ca_{59}Mg_{36}Na_5}$	$M_{0,093}\frac{SO_{40}^{4}HCO_{39}^{3}Cl_{21}}{Na_{61}Ca_{29}Mg_{10}}$

Данные табл. 36 показывают, что град в Киеве по химическому составу оказался сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым, а дождь в г. Осипенко, на берегу Азовского моря, — гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым.

В процессах развития земной коры и круговорота воды в природе все время происходит изменение химического состава воды. В некоторых звеньях круговорота это изменение состава происходит довольно быстро, но при миграции в горных породах, с которыми вода связана сложным динамическим равновесием, в более или менее однородных физико-географических и термодинамических условиях оно протекает замедленными темпами в течение длительного геологического времени.

Двигаясь по горным породам, вода так или иначе воздействует на горные породы и сама подвергается видоизменениям. В результате взаимодействия с породами вода то обогащается химическими компонентами, то теряет их, как, например, при кристаллизации солей в порах и трещинах горных пород. Изучение всех этих процессов требует учета природной обстановки формирования подземной воды и применения наиболее совершенных методов физико-химического анализа.

Состав подземной воды нельзя объяснить каким-либо одним процессом; он является результатом комплекса различно направленных процессов. Химический состав подземных вод отражает геологическую историю.

Основными процессами, определяющими состав подземных вод, являются: выщелачивание, растворение, вытеснение древних вод, переход из связанного состояния в свободное. Эти процессы протекают в земной коре и на поверхности земли с различной интенсивностью и зависят от многих причин. Например, выщелачивание и растворение происходят при усиленном промывании почв и горных пород в достаточно увлажнённых областях, преимущественно в верхней части земной коры. Седиментационные воды морского генезиса обычно вытесняются из осадочных глинистых отложений. Процессы перехода воды из связанного состояния в свободное в наибольших масштабах протекают в областях магматической и вулканической деятельности[1].

Среди процессов, изменяющих состав вод, следует особо отметить смешение вод, происходящее почти повсеместно на участках соприкосновения вод различного происхождения. Кроме того, к числу этих процессов относятся: концентрация вод при испарении и выпадение солей, которое обычно наблюдается в открытых водоемах, особенно в засушливых районах (для подземных условий этот процесс затруднен); коллоидно-химические про-

[1] В ходе геологической истории, при благоприятных структурно-литологических условиях, происходит гравитационное распределение вод, связанное с их общей минерализацией и составом; например, более тяжелые хлоридные кальциево-натриевые рассолы большей частью залегают в глубоких частях бассейнов.

цессы, наиболее интенсивно протекающие в мелкодисперсных илах и породах; микробиологические процессы, связанные с выделением газов; насыщение вод углекислотой в районах метаморфизма горных пород.

Большое значение имеют также процессы обогащения вод различными специфическими компонентами: железом, мышьяком, литием, иодом, бромом, радиоактивными элементами и др. Обогащение этими компонентами часто происходит там, где подземные воды могут выщелачивать и вовлекать в раствор компонент, находящийся на данном участке пород в условиях вторичного обогащения. Следовательно, тщательное изучение состава воды может дать хорошие поисковые критерии.

При рассмотрении процессов формирования химического состава подземных вод необходимо представлять состав главнейших типов природных вод и различать основные и подчиненные им второстепенные гидрогеологические процессы, определяющие физико-химические особенности различных вод. Многообразие химических типов вод заставляет уделять большое внимание процессам изменения состава главнейших типов подземных вод, а также учитывать процессы, вызывающие обогащение вод различными элементами. Общая схема процессов формирования химического состава подземных вод представлена в табл. 37.

Химический состав подземных вод и периодическая система Д. И. Менделеева

При изучении процессов формирования состава воды нельзя ограничиваться определением только нескольких главных химических компонентов. Необходимо изучать все химические элементы, которые могут находиться в подземных водах, в том числе радиоактивные, изучать все газы, которые растворены в подземных водах, а также микроорганизмы и органические вещества, которые имеются во всех подземных водах. Химический состав подземной воды должен сопоставляться с положением той гидрогеодинамической зоны, с которой связано формирование данной воды.

Миграция и концентрация химических элементов в природе, протекающие при участии подземных вод, подчиняются закономерностям, определяемым периодическим законом Менделеева.[1] Химические элементы расположены в Менделеевской системе в определенной последовательности, разбиты на отдельные группы и ряды. Все элементы расположены по величине своего заряда в последовательный ряд согласно порядковым числам от 1 до 100.

[1] Значение периодической системы Менделеева и зависимость распределения химических элементов в земной коре от строения атомов этих элементов охарактеризованы А. Е. Ферсманом в III томе его классической моиографии «Геохимия».

Таблица 37

Основные процессы, создающие тип воды	Процессы, изменяющие состав воды	Условия обогащения вод специфическими компонентами
1. Выщелачивание а) выщелачивание почв и горных пород б) полное растворение минералов и горных пород	1. Смешение вод различного происхождения 2. Концентрация вод при испарении и выпадение солей из природных растворов при изменении термодинамических условий	1. Обогащение мышьяком, железом и другими металлами наряду с понижением pH в зоне окисления пиритов, мышьяковых и других руд 2. Обогащение вод магнием на участках коры выветривания главным образом ультраосновных пород
2. Вытеснение древних седиментационных вод морского происхождения из осадочных пород (глин, мергелей и т. п.)	3. Коллоидно-химические процессы (обмен катионов в поглощающем комплексе илов, почв и глинистых пород: Ca^{++} на Na^{+} и Na^{+} на Ca^{++})	3. Обогащение вод иодом, аммонием, нафтеновыми кислотами, нитратными соединениями, тяжелыми углеводородами в районах нефтяных залежей и скоплений других органических веществ
3. Переход конституционных, кристаллизационных, сорбированных вод из связанного состояния в свободное, т. е. в гравитационную воду	4. Микробиологические процессы (при наличии органических веществ)	4. Обогащение вод литием, фтором, бором и другими микроэлементами, а также кремневой кислотой в районах молодого вулканизма, грязевых сопок; то же при выщелачивании скоплений некоторых минералов в осадочных толщах и в массивах изверженных пород
	5. Насыщение подземной воды углекислотой при метаморфизме горных пород в условиях высоких температур и высокого давления	5. Обогащение радиоактивными элементами (в районах развития кислых интрузий и продуктов их разрушения)

Химические свойства элементов связаны не с ядром атома, а с наружными электронными оболочками. Атомы с одинаковым числом электронов обладают и сходными свойствами. Периодичность свойств элементов объясняется квантовомеханическими законами распределения электронов по электронным оболочкам атома. Ядро атома, в котором почти целиком сосредоточена масса атома, состоит из двух видов частиц: протонов и нейтронов, приблизительно одинакового веса. Поэтому масса атома приближенно равна кратному массы протона или ядра атома водорода («массовое число» — A). Как известно, атомы, имеющие одинаковый номер, но разные массовые числа, получили название изотопов. В настоящее время известно около 300 естественных изотопов и около 450 их получено искусственным путем.

В некоторых природных водах обнаружено до 62 элементов периодической системы Менделеева (табл. 38). Количество обнаруженных элементов зависит от точности методики определения; вероятно, в скором времени в подземных водах будут найдены все химические элементы.

В. И. Вернадский в своих работах неоднократно указывал на роль подземных вод в распределении химических элементов в земной коре. Он делит элементы на п и р о г е н и ч е с к и е, связанные с магмой и не входящие в основное водное равновесие, и на г и д р о г е н и ч е с к и е. К пирогеническим он относит элементы: Sc, Y, Zr, Nb, Ru, Rh, Pd, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Cp, Hf, Ta, Re, Ir, Pt, Ac, Th, Pa; но среди этих элементов имеются и такие, которые принимают участие в водных растворах (например, скандий, платина и др.) и обнаруживаются в почвах и растениях. Наиболее характерными гидрогеническими элементами, дающими водные минералы (соединения, выделившиеся из водных растворов) являются следующие 44 элемента: H, B, C, N, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Br, Sr Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, J, Ba, W, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Ra, U.

Значение коэффициентов пропорциональности между химическими элементами для изучения состава подземных вод

Многие компоненты химического состава вод находятся между собой в известной парагенетической связи. Некоторые из них присутствуют в качестве спутников основных элементов. Поэтому при изучении химического состава природных вод следует в первую очередь выделять основные компоненты и уже на общем фоне рассматривать отдельные специфические отличия каждой природной воды.

А. П. Виноградов (1948) в своей статье о значении коэффициентов пропорциональности указывает на важное значение отношений между близкими по физико-химическим свойствам эле-

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭЛЕМЕНТОВ Д. И. МЕНДЕЛЕЕВА

Периоды	Группы элементов											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	0	VIII			
1	(H)						1 H водород 1,0080	2 He гелий 4,003				
2	3 Li литий 6,940	4 Be бериллий 9,013	5 B бор 10,82	6 C углерод 12,010	7 N азот 14,008	8 O кислород 16,000	9 F фтор 19,00	10 Ne неон 20,183				
3	11 Na натрий 22,997	12 Mg магний 24,32	13 Al алюминий 26,97	14 Si кремний 28,06	15 P фосфор 30,98	16 S сера 32,06	17 Cl хлор 35,457	18 Ar аргон 39,944				
4	19 K калий 39,096	20 Ca кальций 40,08	21 Sc скандий 45,10	22 Ti титан 47,90	23 V ванадий 50,95	24 Cr хром 52,01	25 Mn марганец 54,93		26 Fe железо 55,85	27 Co кобальт 58,94	28 Ni никель 58,69	
	29 Cu медь 63,57	30 Zn цинк 65,38	31 Ga галлий 69,72	32 Ge германий 72,60	33 As мышьяк 74,91	34 Se селен 78,96	35 Br бром 79,916	36 Kr криптон 83,7				
5	37 Rb рубидий 85,48	38 Sr стронций 87,63	39 Y иттрий 88,92	40 Zr цирконий 91,22	41 Nb ниобий 92,91	42 Mo молибден 95,95	43 Tc технеций 99		44 Ru рутений 101,7	45 Rh родий 102,91	46 Pd палладий 106,7	
	47 Ag серебро 107,880	48 Cd кадмий 112,41	49 In индий 114,76	50 Sn олово 118,70	51 Sb сурьма 121,76	52 Te теллур 127,61	53 I иод 126,92	54 Xe ксенон 131,3				
6	55 Cs цезий 132,91	56 Ba барий 137,36	57 La лантан 138,92	72 Hf гафний 178,6	73 Ta тантал 180,88	74 W вольфрам 183,92	75 Re рений 186,31		76 Os осмий 190,2	77 Ir иридий 193,1	78 Pt платина 195,23	
	79 Au золото 197,2	80 Hg ртуть 200,61	81 Tl таллий 204,39	82 Pb свинец 207,21	83 Bi висмут 209,00	84 Po полоний 210	85 At астатин 211	86 Rn радон 222				
7	87 Fr франций 223	88 Ra радий 226,05	89 Ac актиний 227	(Th)	(Pa)	(U)						

Лантаниды

58 Ce церий 140,13	59 Pr празеодим 140,92	60 Nd неодим 144,27	61 Pm прометий 145	62 Sm самарий 150,43	63 Eu европий 152,0	64 Gd гадолиний 156,9	65 Tb тербий 159,2	66 Dy диспрозий 162,46	67 Ho гольмий 164,94	68 Er эрбий 167,2	69 Tu тулий 169,4	70 Yb иттербий 173,04	71 Cp кассиопей 174,99

Актиниды

90 Th торий 232,12	91 Pa протактиний 231	92 U уран 238,07	93 Np нептуний 237	94 Pu плутоний 242	95 Am америций 243	96 Cm кюрий	97 Bk берклий	98 Cf калифорний	99 An афиний	100 Ct центурий

ментами (соседними в ряду или в группе менделеевской системы), например, $\frac{Ni}{Co}$, $\frac{Ca}{Sr}$, $\frac{Nb}{Ta}$, $\frac{K}{Rb}$, $\frac{Cl}{Br}$. При этом он подчеркивает, что «Чем меньше число физико-химических процессов, способных в условиях земной коры нарушать некоторые нормальные отношения для данной пары химических элементов, тем надежнее наши геохимические выводы, построенные на анализе нарушений этих отношений».

Например, соли брома и хлора обладают различной растворимостью и при кристаллизации выпадают отдельно. Это позволяет решить вопрос, образовалась ли вода в результате вытеснения морской древней воды или в результате выщелачивания или растворения каменной соли (впервые на это обратил внимание А. Н. Бунеев).

А. П. Виноградов предлагает пользоваться хлор-бромным коэффициентом (в весовых единицах) для установления принадлежности подземных вод к той или иной генетической группе: если $\frac{Cl}{Br} = 300$, вода является производной от нормальной морской воды (соленые воды Русской платформы); при $\frac{Cl}{Br} < 300$ вода представляет собой остаточную рапу морских озер, обогащенную бромидами (воды Дагестана, Краснокамска, Верхне-Чусовских городков и т. д.); при $\frac{Cl}{Br} > 300$ вода связана с растворением залежей каменной соли.

Определение хлор-бромного коэффициента на практике показало, что он действительно является важным руководящим признаком, но только в том случае, если проведено достаточное количество анализов. Кроме того, необходимо учитывать различный состав древних бассейнов, в которых отлагались осадки.

Как показали исследования Л. С. Селиванова и др., хлор-бромный коэффициент испытывает колебания в зависимости от характера водоема; например, для вод Средиземного моря хлор-бромный коэффициент колеблется в пределах 277—334, для Черного моря он равен 295, для Балтийского моря 301, для Аральского моря 2071—2187 и т. д.

В грунтовых водах Прикаспийской низменности значение хлор-бромного коэффициента приближается к 700—750, т. е. к величине, характерной для воды Каспийского моря (715—743). Следовательно, нельзя относить воду к группе вод, связанных с процессами выщелачивания залежей солей, только потому, что этот коэффициент, по данным отдельной пробы, оказался несколько больше 300. Последние исследования показали, что роль соляных куполов в пределах Прикаспийской низменности в формировании хлоридно-натриевых вод не столь велика. Г. Н. Каменский

отмечает, что влияние их сказывается лишь на ограниченных участках и сильно маскируется процессами континентального засоления.

Кроме хлор-бромного коэффициента, в практике исследований вод пользуются коэффициентом пропорциональности $\frac{Br}{J}$. Для морской воды этот коэффициент равен 1300, в подземных водах он обычно меньше, а в районах нефтяных и газовых месторождений равняется нескольким единицам. Несмотря на большую неустойчивость этого коэффициента, можно считать, что понижение отношения $\frac{Br}{J}$ связано не с процессами концентрации воды, а с извлечением иода из растительных и органических остатков в донных осадках морей. Следовательно, хотя геохимическая история иода и брома различна, повышение содержания иода всегда указывает на большую роль вод морского происхождения.

Придонные морские водоросли особенно богаты иодом, который в окислительно-восстановительных условиях земной поверхности легко переходит в раствор.

Иод содержится в водах многих нефтяных месторождений. Исследование морских илов показало, что наибольшее количество иода содержится в тонкодисперсных илах, богатых органическим веществом. Это свидетельствует о том, что накопление иода в осадках связано с адсорбцией его органическим веществом, а не минеральной коллоидной частью осадка.

Такая закономерность, повидимому, свойственна и другим микроэлементам, способным после отмирания организмов, в которых они накапливаются, вновь десорбироваться в восстановительных условиях разложения. Этот процесс сопровождается их переходом в легко растворимую форму, в которой они и находятся в подземных водах.

Коэффициент пропорциональности $\frac{Ca}{Sr}$ также определяет условия образования вод. В процессе морской садки солей стронций выпадает перед выпадением гипса или ангидрита в виде целестина. При наличии целестина воды, растворяя этот минерал, могут обогащаться стронцием.

А. П. Виноградов отмечает, что:

1) в водах выщелачивания осадочных (карбонатных) пород значение $\frac{Ca}{Sr}$ должно приближаться к 200;

2) в морских водах и в водах, связанных в той или иной мере с морскими бассейнами, $\frac{Ca}{Sr}$ равняется 33;

3) на участках скопления целестина величина $\frac{Ca}{Sr}$ уменьшается до единицы или даже меньше.

Особенности формирования главнейших типов подземных вод

По условиям формирования химического состава можно выделить три основных типа подземных вод.

1. Воды выщелачивания, образовавшиеся за счет выщелачивания горных пород (раньше считали, что этим путем формируется состав почти всех подземных вод).

2. Воды седиментационные, т. е. попавшие в породы в процессе осадкообразования, в иловую стадию или в более поздние фазы диагенеза (воды сингенетичные), или же после того, как порода сформировалась (воды эпигенетичные). Они отражают состав вод древних бассейнов, в которых отлагались осадки, и их изучение позволяет решать многие вопросы палеогидрогеологии.

3. Воды возрожденные, возникшие при воздействии высоких температур и давления на горные породы, часто в очагах вулканов и интрузий, и представляющие собой воды, перешедшие из связанного состояния в свободное.

Лучшими показателями природной обстановки формирования этих трех главных типов природных вод является состав растворенных газов. Как уже было указано, окислительная обстановка, свойственная водам выщелачивания, определяется газами воздушного происхождения; восстановительная, в которой часто залегают седиментационные воды — газами биохимического происхождения; метаморфическая, находящаяся в сфере интрузий и вулканов — углекислотой, возникающей при воздействии на горные породы высоких температур. В силу различной растворимости газов, в пресных грунтовых водах наблюдается повышенное содержание кислорода, или углекислоты, которая образуется в результате биохимических процессов, протекающих в зоне аэрации.

Воды выщелачивания. Выщелачивание горных пород — процесс, особенно интенсивно протекающий в верхней части земной коры, в так называемой коре выветривания, в результате деятельности воды, образовавшейся главным образом за счет выпадения атмосферных осадков. Агрессивные свойства воды в значительной мере связаны с наличием в ней углекислоты и кислорода, заимствованных из воздуха и почвы. Большое значение для формирования состава вод имеют почвообразовательные процессы, происходящие при участии микроорганизмов. В результате выщелачивания некоторые компоненты горных пород переходят в раствор и мигрируют с водами. Растворимость этих компонентов зависит от их природы, характера растворителя и температуры среды. Скорость процесса выщелачивания определяется условиями растворения одного или нескольких компонентов в сложной системе, образованной раствором и твердым веществом, из которого извлекается данный компонент.

Термин выщелачивание близок к термину растворение, который часто употребляют в том же смысле. Однако, строго говоря, выщелачиванием можно назвать переход в раствор какого-либо элемента из минерала без нарушения целостности его кристаллической решетки, а растворением — переход в раствор всех элементов, входящих в состав минерала, в соответственно равных отношениях (И. Е. Старик). По отношению к горным породам, состоящим из разных минералов, выщелачивание является частичным растворением.

Наиболее легко растворяются различные соли. Новейшие исследования показали, что кристаллы солей состоят не из молекул, а из ионов, несущих разноименные заряды и связанных силами электрического притяжения. При соприкосновении соли с водой ионы притягиваются противоположно заряженными частями молекул воды, отрываются от кристаллической решетки и переходят в раствор (рис. 95).

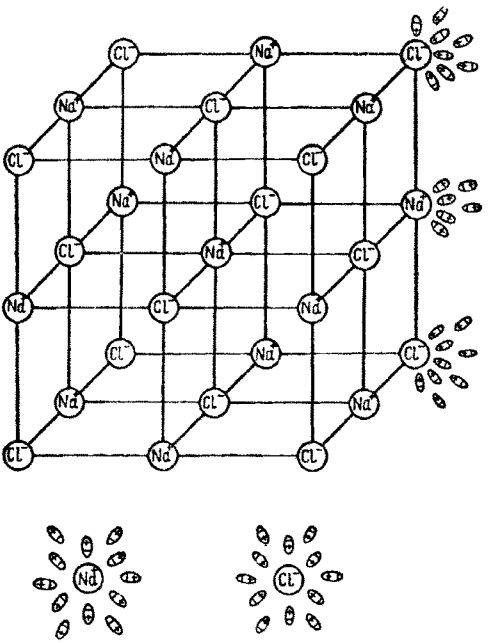


Рис. 95. Схема растворения каменной соли в воде. Внизу показаны ионы Na^+ и Cl^-, окруженные гидратной оболочкой из полярных молекул воды

Следует отметить, что при взаимодействии воды с солью, с одной стороны, ионы переходят из твердого состояния в раствор, с другой, — из раствора в кристаллическое состояние. Скорость растворения прямо пропорциональна поверхности кристалла, а скорость кристаллизации зависит от общего содержания ионов в растворе. По мере того, как часть молекул воды расходуется на образование гидратных оболочек вокруг оторвавшихся ионов, растворение соли замедляется, а процесс кристаллизации с ростом концентрации раствора ускоряется.

После насыщения раствора увеличение растворимости может происходить при повышении температуры, которое увеличивает колебательные движения частиц и ослабляет ионные связи в кристаллической решетке. При понижении температуры насыщенного раствора часть вещества начинает переходить из раствора в осадок в виде кристаллов. Одновременно с растворением всегда идет процесс диффузии, т. е. медленное перемещение

ионов от мест с большей концентрацией в места с меньшей концентрацией.

Работа, необходимая для нарушения связи между ионами, измеряется величиной, которая называется энергией кристаллической решетки. Эта величина зависит от радиуса и заряда ионов, расстояния между ними, характера решетки и пр. Большое значение для понимания процессов выщелачивания горных пород и связанных с ними процессов формирования химического состава вод имеет геоэнергетическая теория, разработанная А. Е. Ферсманом.

А. Е. Ферсман ввел понятие об энергетических коэффициентах — эках.[1] Он указывал, что выщелачивание из горных пород тех или иных компонентов происходит в зависимости от энергии кристаллической решетки. В первую очередь при интенсивном выщелачивании подземными водами из пород удаляются легко растворимые соединения, обладающие наименьшими эками, — хлориды натрия, во вторую — сульфаты кальция (например, гипс), эки которых выше, и, наконец, карбонаты кальция с еще более высокими эками.

Выщелачивание почвы — вымывание из почвы главным образом щелочных и щелочноземельных соединений — играет большую роль в агрономии. При орошении засоленных почв применяется искусственное выщелачивание в целях понижения избыточного содержания солей, вредно действующих на растения и на плодородие почв. Искусственное выщелачивание широко применяется в металлургии в целях перевода в раствор металлов из специально подготовленных руд.

В зоне окисления рудных месторождений при просачивании атмосферной воды и доступе кислорода воздуха происходит окисление серного колчедана, образуется свободная серная кислота и сульфаты железа, в результате чего возникают купоросные весьма кислые воды с высоким содержанием тяжелых металлов.

Вопрос о взаимодействии воды и горных пород, о переходе твердых частей в раствор надо рассматривать в свете современных представлений о возможных формах связей в различных веществах.

Как известно из физической химии, для структуры воды весьма важное значение имеет образование так называемых водородных связей, при которых одновалентный атом водорода может вступать в нехимическую связь с различными другими атомами. Эта связь менее прочна, чем химическая и, быть может, с этим связано столь агрессивное воздействие на породы кислых вод.

Химическая связь в минералах может быть различной: 1) ионной, наиболее простой, примером которой может служить кри-

[1] Эк — пай энергии, выделяемой ионом при образовании кристаллической решетки из рассеянных в бесконечности ионов, по расчету на 1 моль при абсолютном нуле.

сталл каменной соли; 2) ковалентной, когда в каждом атоме имеется один или несколько электронов, общих с соседними атомами; 3) координационный и 4) металлический. Последние две формы связи сходны с ковалентной, но более сложны; в частности, в случае металлической связи соседние атомы связаны общими электронами, но последние не закреплены на своих местах и все время перемещаются. Таким образом, геоэнергетическая теория Ферсмана требует в настоящее время дальнейшей разработки.

Наиболее характерным примером состава вод выщелачивания может служить средний состав поверхностных вод суши, формулу которого можно написать следующим образом:

$$M_{0,5}\ \frac{HCO^3_{74}SO^4_{16}\,Cl_{10}\,rNa}{Ca_{65}Na_{18}Mg_{17}\,rCl} = 1{,}78.$$

Большинство пресных вод, имеющих гидрокарбонатно-кальциевый или магниево-кальциевый состав и сравнительно небольшую общую минерализацию, относятся к водам выщелачивания. Увеличение содержания сульфата кальция и повышение жесткости вод связано с наличием в породах гипса. Воды выщелачивания могут быть хлоридно-натриевыми, если происходит выщелачивание атмосферными водами залежей солей.

Воды седиментационные. В связи с тем, что большие территории суши сложены морскими осадочными отложениями, к которым приурочены крупные бассейны подземных вод, важным вопросом современной гидрогеологии является вопрос о роли древних морских вод в формировании химического состава подземных вод.

В. И. Вернадский в своей работе о биосфере отмечал, что состав морской воды в его солевой части в конечном счете обусловлен, главным образом, химической работой почвы, т. е. ее биоценозом. В отличие от состава речных вод, т. е. вод выщелачивания, формула химического состава океанической воды может быть представлена следующим образом:

$$M_{35}\ \frac{Cl_{90}SO^4_{10}\,rNa}{Na_{77}Mg_{18}\,rCl} = 0{,}85,$$

т. е. вода современного океана является хлоридно-натриевой; на втором месте после хлора стоят сульфаты, а после натрия — магний.

Однако подземные воды, производные от океанической воды, имеют другую общую минерализацию, и в составе их после натрия обычно стоит кальций, а после хлора часто гидрокарбонатный ион. Что касается сульфатов, то в некоторых водах они почти исчезают и взамен их появляется сероводород. Эти изменения объясняются процессами десульфатизации, доломитизации и обмена катионов. Различная степень разбавления исходных вод водами атмосферного происхождения затрудняет расшифровку процессов изменения состава морской воды, но современные методы гидрогеохимии

позволяют распознавать эти процессы и устанавливать долю участия в той или иной подземной воде вод морского типа.

Воды возрожденные. Переход вод из связанного состояния в свободное совершается в результате воздействия на породы высокой температуры. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в очагах вулканов и интрузий, где температура может достигать нескольких сот градусов, вызывая выделение из пород углекислого газа и воды.

Изучение подземных вод районов молодого вулканизма показало, что воды этих районов обычно имеют высокую температуру и сравнительно небольшую минерализацию. Среди этих вод выделяются углекислые термальные воды хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого состава с повышенным содержанием кремневой кислоты, мышьяка и бора. Кроме того, широко развиты щелочные слабо минерализованные азотные термы, к которым относятся также воды гейзеров.

Состав подземных вод районов молодого вулканизма показывает, что повышенное содержание хлоридов обычно связано с наличием древних вод морского генезиса, и что большую роль в указанных районах могут играть возрожденные воды, попадающие в современный круговорот воды в результате контактового метаморфизма.

Вопрос о содержании в магме воды и о выделении воды из магмы относится к числу наиболее сложных вопросов современной петрологии. Решить этот вопрос можно только в том случае, если применить одновременно два метода. Первый метод — минералого-петрографический, при котором изучаются конечные продукты гидротермальных процессов и на основе этого восстанавливаются условия миграции древних растворов. Изучение газообразных и жидких включений в минералах, которое осуществил Н. П. Ермаков (1950), дало в руки исследователей новый интересный способ выяснения состава гидротермальных растворов[1]. Второй метод — гидрогеологический, при котором анализируются условия формирования современных гидротерм, а также газовый и химический состав подземных вод областей современного вулканизма. Исследования, проведенные на Камчатке, ясно показали, что горячие источники не представляют собой изолированных «коренных струй», поднимающихся чуть ли не из магмы, а являются закономерными проявлениями природных водонапорных систем типа артезианских бассейнов, осложненными внедрениями магматических масс.

Как известно, содержание воды в магматических породах колеблется в широких пределах, почти от 0 до 10%, в среднем не

[1] По данным Ермакова, состав жидких включений в минералах во многих случаях оказался хлоридно-натриевым, с довольно высокой минерализацией («гидротермальная рапа»); это указывает на то, что в составе растворов участвуют подземные воды зоны весьма замедленного водообмена, возможно морского генезиса.

превышая 2—2,5%. Конституционная вода в интрузивных породах занимает в среднем 1,1%, а в эффузивных породах 1,5%. Большое количество водяного пара, которое выделяется при вулканических излияниях, не может служить указанием на количество воды в магме, так как в вулканические очаги вовлекаются подземные воды различного происхождения.

Таким образом, не отрицая существования воды в магме и возможности некоторого увеличения воды в подземной гидросфере в процессе развития земной коры, следует подчеркнуть, что в современных гидротермах «ювенильные» воды не обнаруживаются. Для более точного изучения состава вод необходим рентгеноскопический анализ структуры воды и определение изотопов.

Магматические явления активизируют процессы миграции в горных породах воды и вместе с ней химических элементов, что вносит ряд специфических особенностей в состав вод, но не эти явления создают ресурсы подземных вод современной эпохи.

Процессы, изменяющие состав подземных вод

Рассмотрим вкратце некоторые процессы, изменяющие состав природных вод.

Смешение вод. Смешение двух вод с различной концентрацией и различным содержанием отдельных компонентов можно проанализировать графо-аналитическим методом А. Н. Огильви.

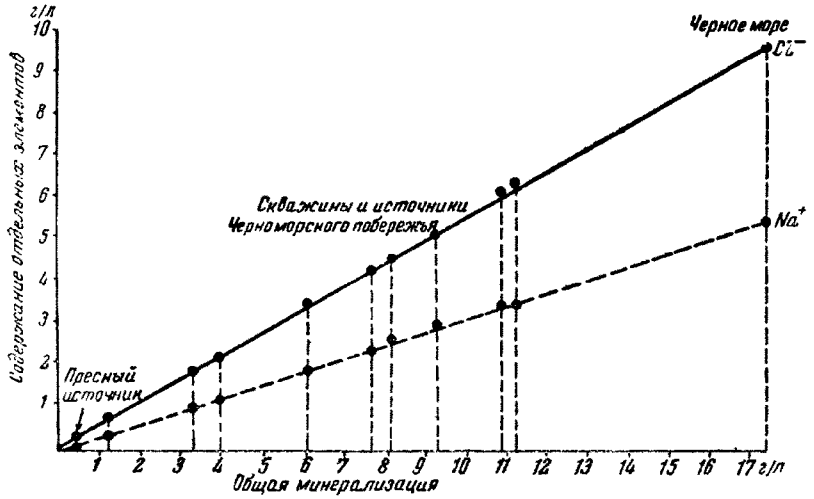


Рис. 96. График смешения вод (по методу А. Н. Огильви)

Процесс смешения выражается уравнением прямой линии (рис. 96):

$$y = ax + b.$$

Возьмем A *л* одной воды с общей минерализацией P *г/л* и содержанием какого-либо компонента S *г/л* и B *л* другой воды с общей минерализацией p *г/л* и содержанием того же компонента s *г/л*. Получим смешанную воду с какой-то средней минерализацией x *г/л* и с содержанием компонента y *г/л*:

$$AP + Bp = x(A + B) = Ax + Bx;$$
$$AS + Bs = y(A + B) = Ay + By.$$

Отсюда

$$\frac{A}{B} = \frac{x - p}{P - x}$$

и

$$\frac{A}{B} = \frac{y - s}{S - y},$$

или

$$\frac{x - p}{P - x} = \frac{y - s}{S - y},$$

откуда

$$xS - pS - xy + py = Py - Ps - xy + xs;$$

$$y = \frac{S - s}{P - p}x + \frac{Ps - Sp}{P - p}.$$

Обозначая $\frac{S - s}{P - p} = a$ и $\frac{Ps - Sp}{P - p} = b$, получим:

$$y = ax + b,$$

где a и b — постоянные параметры: a — первая производная по x, т. е. $\operatorname{tg}\alpha$, b — отрезок на оси ординат.

Сопоставляя несколько анализов, можно вычислить уравнение данной пары смешивающихся вод и определить состав пресной и минеральной составляющих.

Выпадение солей из природных растворов. Природные воды представляют собой сложные подвижные системы. Попадая в различные термодинамические условия, они подвергаются быстрому изменению состава и молекулярного строения. Так, при потере газа через несколько часов выпадают соли; после стояния пробы гидрокарбонатной воды, взятой при самоизливе, замечается уменьшение свободной CO_2:

$$Ca(HCO_3) = CaCO_3 + H_2O + CO_2;$$
$$Mg(HCO_3) = MgCO_3 + H_2O + CO_2.$$

В результате различной скорости выпадения солей кальция и магния отношение $\frac{r\,Mg}{r\,Ca}$ в воде изменяется, и по нему можно судить о метаморфизации некоторых типов углекислых вод.

Изменение состава морской воды при повышении ее концентрации показано на рис. 97. Диаграммы показывают, что в результате концентрирования морской воды, с уменьшением ее объема от 1000 до 16,2 *см*^{3}, и выпадения солей общая минерализация

воды увеличилась в 10 раз, а тип воды из хлоридно-натриевого перешел в хлоридно-натриево-магниевый. Следует обратить внимание на то, что простым концентрированием не образуются хлоридно-кальциево-натриевые воды, обычно залегающие в глубоких частях структур.

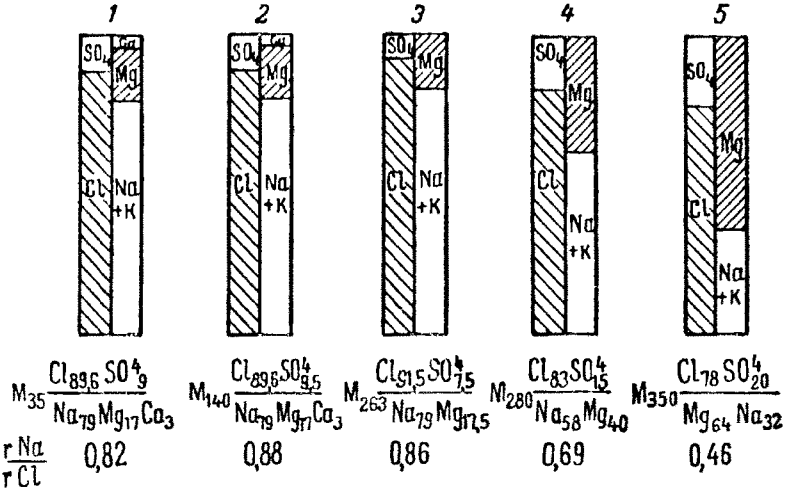


Рис. 97. Изменение химического состава морской воды при увеличении ее концентрации

1 — морская вода (1000 *см*³); *2* — та же вода, сконцентрированная до 245 *см*³; *3* — то же до 95 *см*³; *4* — то же до 39 *см*³; *5* — то же до 16,2 *см*³

Коллоидно-химические процессы. Широкое развитие в природе процесса обмена катионов в поглощающем комплексе пород было впервые отмечено русским ученым К. К. Гедройцом. Обмен катионов регулируется емкостью поглощения. Особенно быстро и активно он протекает в глинистых мелкодисперсных породах. В результате обмена катионов образуются сульфатно-натриевые (глауберовые), гидрокарбонатно-натриевые, карбонатно-натриевые (содовые) и хлоридные кальциево-натриевые воды.

Процесс накопления осадков в море сопровождается изменением состава морской воды с обогащением его ионами Ca^{++} и обеднением ионами Na^{+} и SO_4^{--}. Это изменение объясняется перемещением глинистого материала с суши, где он находился в равновесии с ее водами (в последних преобладает Ca), в море, где он приходит в равновесие с морской водой (в ней преобладает Na):

$$2NaCl + \underset{\text{(адсорб.)}}{Ca^{++}} \rightleftarrows CaCl_2 + \underset{\text{(адсорб.)}}{Na_2^{+}}.$$

В процессе обменной адсорбции катионов содержание катионов в морской воде приближается к содержанию катионов, характерному для вод суши. Отношение $\frac{r\,Na}{rCl}$ становится меньше 0,85.

В современных условиях этот процесс наблюдается и в приморских озерах.

А. Н. Бунеев при определении направления обменно-адсорбционных процессов исходит из уравнений равновесия ионов и правила, согласно которому обмен каждой пары катионов не зависит от присутствия других.

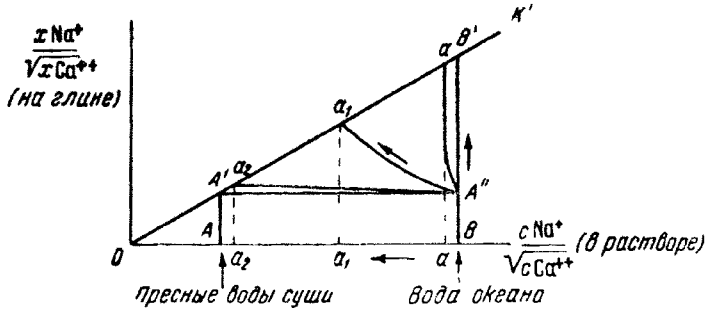


Рис. 98. Изменение состава морских вод в процессе обмена катионов (по А. Н. Бунееву)

Для равновалентных ионов, например Mg^{++} и Ca^{++}, это уравнение имеет вид:

$$\frac{x\,Mg^{++}}{x\,Ca^{++}} = K' \frac{c\,Mg^{++}}{c\,Ca^{++}};$$

для разновалентных, например, Na^+ и Ca^{++}:

$$\frac{x\,Na^+}{\sqrt{x\,Ca^{++}}} = K' \frac{c\,Na^+}{\sqrt{c\,Ca^{++}}},$$

где $x\,Mg^{++}$, $x\,Ca^{++}$, $x\,Na^+$ — количества адсорбированных катионов (обычно они выражаются в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы или глины);

$c\,Mg^{++}$, $c\,Ca^{++}$, $c\,Na^+$ — концентрации ионов в равновесном растворе (в миллиграмм-эквивалентах на 1 л);

K' — коэффициент, или константа, равновесия.

Процесс обменной адсорбции катионов можно представить на графике (рис. 98).

На оси абсцисс отложено (не пропорционально) отношение $\frac{cNa^+}{\sqrt{cCa^{++}}}$ в растворах речных вод A и океанических B; на оси ординат — отношение адсорбированных ионов на глине $\frac{xNa^+}{\sqrt{xCa^{++}}}$. Прямая K' отвечает константе равновесия. На этой прямой можно выделить две точки: A', которая соответствует равновесию, существующему в пресной воде, и B', отвечающую равновесию в морской воде.

Перенос глины с суши в море изображается перемещением точки A' в точку A''. Система становится очень далекой от существующего равновесия; в результате возникает процесс перераспределения катионов, в ходе которого $\frac{cNa^+}{\sqrt{cCa^{++}}}$, уменьшается, а $\frac{xNa^+}{\sqrt{xCa^{++}}}$ возрастает до тех пор, пока

точка A'', смещаясь влево вверх, не достигнет прямой K'. Чем больше глинистого вещества поступает в воду, тем дальше по пути от B' к A' перемещается точка равновесия a, принимая положение a_1, a_2 и т. д.

Процесс обменной адсорбции катионов в больших масштабах должен был проявляться в геологическом прошлом в мелководных морях эпох широких трансгрессий.

Обратный ход метаморфизации вод возникает в эпохи регрессий. В сокращающихся остаточных бассейнах моря собираются соли, смываемые атмосферными водами с поверхности обнажающихся морских осадков, собираются адсорбированные в осадках ионы Na^+. Обмен катионов происходит по следующей схеме

$$CaSO_4 + \underset{(адсорб.)}{Na_2^+} \rightleftarrows Na_2SO_4 + \underset{(адсорб.)}{Ca^{++}};$$

$$Ca(HCO_3)_2 + \underset{(адсорб.)}{Na_2^+} \rightleftarrows 2NaHCO_3 + \underset{(адсорб.)}{Ca^{++}}.$$

Воды подобных остаточных морских бассейнов переходят в тип хлоридно-сульфатных или хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} > 1$.

Описанные типы природных вод в виде седиментационных переходят в стратисферу и удерживаются в осадках. Изменения растворов в последующее время существования породы должны быть сравнительно незначительными в связи с затуханием и торможением биологических процессов.

Процесс промывания осадочных морских пород, возникающий с момента замещения седиментационных вод атмосферными, приводит к диффузному выравниванию их ионных концентраций. Общая минерализация образующихся вод выщелачивания по мере хода процесса падает, и преобладающее значение в растворе приобретают ионы малорастворимых солей: Ca^{++}, SO_4^{--}, HCO_3^-.

Микробиологические процессы. Микробиологические процессы имеют огромное значение для преобразования состава подземных вод.

В окислительных условиях большую роль в этих процессах играют аэробные бактерии. К ним в первую очередь относятся серобактерии, окисляющие сероводород и серу до серной кислоты (бесцветные нитчатые бактерии, бесцветные короткие формы, пурпурные бактерии). Как доказал С. Н. Виноградский еще в 1887 г., окисление сероводорода до серной кислоты происходит путем образования серы, временно отлагающейся в теле этих бактерий, по следующей схеме:

$$2H_2S + O_2 \rightarrow 2H_2O + S_2;$$
$$S_2 + 3O_2 + 2H_2O \rightarrow 2H_2SO_4.$$

Образующаяся в первой фазе сера откладывается в виде сильно преломляющих свет включений («капельки») в прото-

плазме бактерий и сообщает этим организмам характерный вид. Серная кислота нейтрализуется углекислыми солями, обычно присутствующими в воде, и в виде сернокислых солей выделяется наружу.

Серобактерии при благоприятных условиях могут способствовать образованию значительных залежей серы (Дагестан, Средняя Азия).

Железобактерии, по Виноградскому, представляют собой нитчатые формы, в организмах которых отлагается гидрат окиси железа, образующий большие скопления. Впервые клетки железобактерий описал Н. Г. Холодный. Он указал, что в протоплазме бактерий образуется гидрогель $Fe_2(OH)_6$, который выделяется наружу в виде экскремента по схеме:

$$2FeCO_3 + 3H_2O + O \rightarrow Fe_2(OH)_6 + 2CO_2 + 29\,000\ кал.$$

Железобактерии способны также отлагать марганец. Отмечено, что большинство железобактерий связано с холодными водами, характеризующимися температурой от 5 до 10°.

Железобактерии отмечались также в соленых водах, например, в Старой Руссе (по Б. В. Перфильеву) и в морях.

Среди восстановительных (анаэробных) процессов наиболее важным и широко распространенным процессом является процесс десульфатизации вод. В районах нефтяных месторождений изменение состава вод в большой степени зависит от процесса десульфатизации.

Для биохимического восстановления сульфатов необходимо, чтобы в растворе было органическое вещество. Процесс десульфатизации в восстановительных условиях протекает по схеме:

$$SO_4^{--} + 2C + 2H_2O \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-,$$

которая показывает, что для образования одной молекулы сероводорода требуется окисление двух атомов углерода. Если органическое вещество находится в виде битума, то пересчетным коэффициентом для перехода от углерода к органическому веществу можно принять число 2.

Количество сероводорода, которое встречается в природных водах, указывает на количество окисленного за счет кислорода сульфатов органического вещества, углерод которого в форме гидрокарбонатов перешел в раствор. Оказывается, многие крупные сероводородные источники эквивалентны нефтяным месторождениям, «съеденным» микробами-десульфуризаторами в течение геологического времени.

При изучении вод нефтяных месторождений следует вычислять коэффициент десульфатизации $\frac{rSO_4}{r(SO_4 + Cl)}$, который уменьшается по мере приближения к нефтяным залежам.

Кроме процесса десульфатизации, к восстановительным процессам относится процесс денитрификации, который про-

текает при участии микробов, разлагающих нитраты с выделением свободного азота и образованием аммиака. Процесс идет по схеме:

$$2NO_2 + 2C + H_2O \rightarrow N_2 + 2CO_2 + H_2O.$$

Каждая группа бактерий развивается в определенных условиях, благоприятных именно для данной группы. Восстановительные процессы, обусловленные деятельностью десульфурирующих бактерий, протекают и при нормальной температуре, но наиболее интенсивно при температуре 40—50°, при общей минерализации воды не более 180 *г/л*. Денитрификация интенсивно идет при более высокой температуре (65—70°) и более высокой минерализации воды (до 300 *г/л*). Наиболее устойчивы к высоким температурам (до 100°) микробы, вызывающие брожение вещества с выделением горючих газов.

При оценке роли микробов в изменении состава подземных вод необходимо ставить специальные микробиологические исследования, которые позволяют установить скорость процессов, а также типы участвующих микробов и их количество. По результатам этих исследований можно судить о запасах органического вещества, необходимых для течения микробиологических процессов, о законченности или незаконченности процесса, о возможном подмешивании поверхностных вод и т. п.

Обогащение подземных вод металлами и микроэлементами. В рудных месторождениях вместе с другими сульфидными минералами встречаются скопления серного колчедана. В зоне окисления этих месторождений часто развиты воды купоросного типа с высоким содержанием металлов и крайне низким pH. Формирование их происходит следующим образом. В зоне аэрации при просачивании атмосферной влаги, содержащей кислород, происходит окисление серного колчедана с образованием серной кислоты и сульфатов железа:

$$FeS_2 + 7O + 8H_2O = FeSO_4 \cdot 7H_2O + H_2SO_4.$$

Сульфат железа под воздействием дальнейшего окисления переходит в сульфат окиси железа и гидрат окиси железа:

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 3H_2O = 4Fe(SO_4)_3 + 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O.$$

Получающаяся свободная серная кислота растворяет углекислый кальций с образованием сульфата кальция и свободной углекислоты:

$$CaCO_3 + H_2SO_4 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$

Этот процесс и приводит к повышенному содержанию сульфатов в подземных водах.

Кислые сульфатные воды образуются также в водах угольных месторождений, в которых пирит встречается в рассеянном

димо установить состав природных растворов, которые пропитывают породу.

В связи с этим А. Н. Бунеев предлагает ввести понятие об ионно-солевом комплексе горных пород. Этот комплекс обусловливает минерализацию природной подземной воды и представляет собой сумму ионов и молекул легкорастворимых солей, распределенных в породе в форме ионно-молекулярного раствора, адсорбированных ионов и кристаллов солей.

Методика изучения этого комплекса должна исходить из необходимости получения истинного представления о нем, а не искаженного в результате его разрушения при анализе пород и вод. К сожалению, имеющий широкое распространение в практике метод водных вытяжек не дает возможности получить правильное представление о составе вод, пропитывающих породу. При выщелачивании в раствор могут переходить воднорастворимые соли, карбонаты (в виде гидрокарбоната), сульфаты и хлориды; часто эти анионы связаны с кальцием, который, обладая большей способностью к поглощению, вытесняет поглощенный натрий из глин. В результате водная вытяжка, сделанная из данной породы, по составу будет гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевой, в то время как заключенный в породе раствор относится к хлоридно-натриевому типу. Кроме того, разные породы в результате промывания могут дать сходный состав водных вытяжек.

Нужно иметь в виду, что даже сухие на вид керны горных пород пропитаны природным раствором той или иной концентрации. Часто при высыхании кернов на их поверхности появляются солевые выцветы, а относительно высокая электропроводность кернов, отмеченная в состоянии естественной влажности, резко падает. Исследования удельной электропроводности илов показывают, что она возрастает пропорционально содержанию пропитывающего раствора и зависит от его солености.

Таким образом, изучение естественной влажности пород является одной из основных задач при оценке ионно-солевого комплекса горных пород.

Одним из возможных косвенных методов определения концентрации некоторых ионов в растворе, пропитывающем породу, является извлечение водой из породы всех растворимых соединений с последующим пересчетом полученных результатов на тот объем раствора, который содержится в породе в естественных условиях залегания. Для определения объема раствора, удерживаемого породой, помимо общего содержания воды, необходимо учитывать в отдельности воду связанную и свободную. Опыты показывают, что часто, определяя незначительное количество воднорастворимых солей в водной вытяжке, мы и не подозреваем, что порода пропитана высокоминерализованной водой.

В случае карбонатных пород, не содержащих адсорбированных ионов и кристаллов легкорастворимых солей, состав водной вытяжки будет мало зависеть от количества приливаемой воды,

состоянии. Многие воды севера, особенно в районах развития кристаллических пород и ледниковых отложений, обогащены железом. Наиболее яркими представителями их являются холодные железистые гидрокарбонатные кальциево-магниевые грунтовые воды Карелии, связанные с корой выветривания пиритизированных сланцев («марциальные» или «стальные» воды).

Изучение рудничных вод представляет большой научный и практический интерес. Эти воды могут быть использованы в качестве дополнительных источников металла. Кроме того, по данным о содержании металлов в природных водах и величине pH можно судить о наличии рудных залежей, которые не были обнаружены во время разведок. Так, вблизи от жил реальгара или аурипигмента обычно обнаруживаются источники, богатые мышьяком. Никель встречается в водах коры выветривания ультраосновных пород — серпентинитов, причем по химическому типу эти воды гидрокарбонатно-магниевые. Спектральным анализом было установлено обогащение некоторых термальных вод гранитных массивов литием и тяжелыми металлами, особенно на участках, где подземные воды, обладающие агрессивными свойствами, омывают вмещающие породы (Восточный Казахстан). Фтор обнаружен в пресных подземных водах каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна, где имеются скопления фтористого минерала — ратовкита.

Все это показывает, что изучение причин обогащения подземных вод металлами и микроэлементами позволяет глубже понять условия их формирования.[1] Не всегда, встретив воду, обогащенную металлами или микроэлементами, можно связывать ее происхождение с магматическими процессами, как это стремились делать сторонники ювенильной теории. Большую роль в обогащении играют процессы, протекающие в коре выветривания горных пород, в частности биогеохимические процессы.

Особенности методики гидрогеохимического изучения горных пород

Вопросы формирования подземных вод требуют весьма тщательного изучения не только химического состава подземных вод, но и состава горных пород, а также истории развития того района, в котором формируется данная подземная вода.

Чтобы получить правильное представление о горной породе и тех ее особенностях, с которыми связано формирование химического состава подземной воды, нельзя ограничиваться только валовым анализом ее или минералогическим изучением скелета породы или же производством водных вытяжек из пород. Необхо-

[1] Большой интерес для гидрогеологов, изучающих районы рудных полезных ископаемых, представляет классическая монография С. С. Смирнова «Зона окисления рудных месторождений». В этой работе приводятся сведения о подземных водах, обогащенных различными металлами.

хотя общая концентрация раствора будет изменяться. Если порода содержит адсорбированные ионы и кристаллы легкорастворимых солей, то состав водной вытяжки как по общей минерализации, так и по ионному составу, будет изменяться в результате нарушения равновесий, существующих между жидкой и твердой фазами. В раствор перейдут новые количества растворимых солей из твердой фазы (гипс, карбонаты), а одновалентные катионы будут десорбироваться. Раствор будет изменяться тем

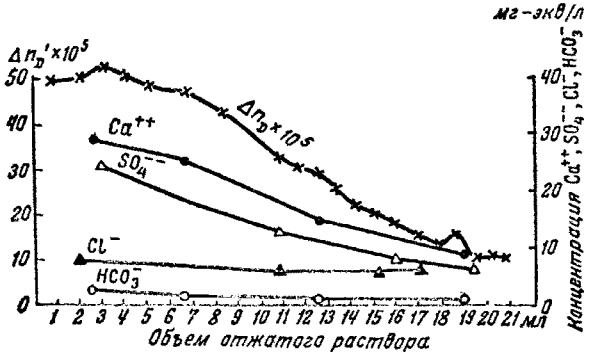


Рис. 99. График изменения концентрации отжимаемого раствора в процессе давления (по А. Н. Бунееву, П. А. Крюкову и Е. В. Ренгартен). Δn_D – разность показателей преломления данного раствора и чистой воды, характеризующая минерализацию раствора

больше, чем больше прибавляется воды. Следовательно, при незначительном прибавлении воды можно до некоторой степени приблизиться к составу естественного раствора, содержащегося в породе.

Большой интерес представляет метод отжимания природных растворов мощным прессом при больших давлениях, описанный А. Н. Бунеевым, П. А. Крюковым и Е. В. Ренгартен.

Этот метод основан на том положении, что осадки морских и континентальных бассейнов, переходя в стратисферу, постепенно, под давлением вышележащих толщ отделяют удерживаемые ими растворы. В пределах стратисферы давление, испытываемое породами, достигает примерно 3000 *кг/см*^{2}; в лабораторных условиях это давление может быть доведено до 10 000 *кг/см*^{2} и более. Это дает возможность полностью выжать растворы из осадочных пород с целью изучения их количества и состава.

Опыты по отжиманию растворов из осадочных горных пород показывают, что по мере увеличения нагрузки минерализация растворов понижается, причем концентрация отдельных ионов, за исключением хлоридов, также падает (рис. 99). Понижение общей минерализации раствора по мере увеличения давления можно объяснить различными причинами. Прежде всего возникает мысль о том, что при больших давлениях начинают отжи-

маться более прочно связанные воды, не содержащие химических компонентов (молекулы H_2O). Но не исключена также возможность, что здесь происходит «эффект фильтрации», сущность которого заключается в том, что при движении природного раствора через пористые среды растворенное вещество при определенных условиях отстает от растворителя (Д. С. Коржинский, 1947).

Прибор для отжимания растворов (рис. 100) имеет следующее устройство. В толстостенный полый стальной цилиндр, с внутренним диаметром 3 *см*, вкладывается сетчатая стальная пластинка и снизу под нее грибок, верхняя поверхность которого снабжена радиальными концентрическими желобами, а в середине имеется отверстие для стока отжатого раствора.

Цилиндр вместе с грибком устанавливается на подставке, снабженной отверстием для стока. Поверх сетчатой пластинки в цилиндр вкладывается медная сеточка и листочек фильтровальной бумаги, а сверху насыпается слой чистого кварцевого песка, который закрывается вторым кружочком фильтровальной бумаги. После этого цилиндр заполняется глиной, поверх которой закладываются резиновая и фибровая прокладки и, наконец, поршень для сдавливания. В таком виде прибор устанавливается на площадке пресса (в качестве источника давления применяется гидравлический пресс).

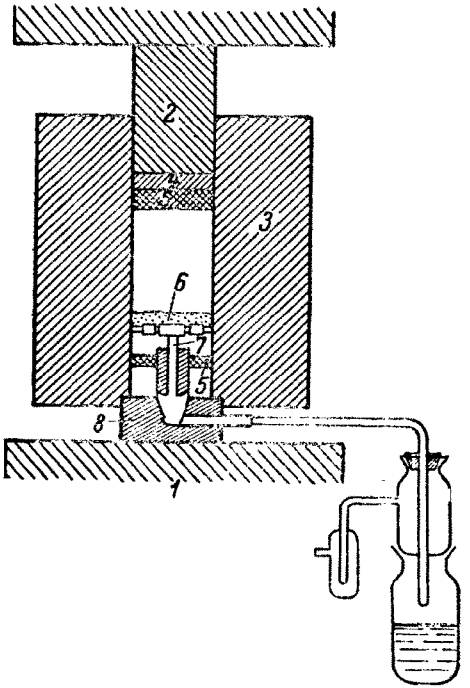


Рис. 100. Схема прибора для отжимания растворов из горных пород под большим давлением (по П. А. Крюкову)

1 — площадки гидравлического пресса; *2* — поршень; *3* — цилиндр; *4* — фибровая прокладка; *5* — резиновые прокладки; *6* — сетка с помещением на ней между фильтровальными листками кварцевым песком; *7* — грибок; *8* — подставка

В боковое отверстие подставки вставляется трубочка, соединяющаяся с приемником, который снабжен водяным затвором; последний предотвращает изменение концентрации выделяющихся растворов вследствие испарения. К прессу присоединяется автоматический регулятор для поддержания заданного давления. Раствор собирается отдельными фракциями при различных давлениях. Отжимание каждого образца производится в течение 3—4 дней. Для сравнения производятся анализы водных вытяжек из пород после отжимания растворов и в естественном состоянии.

Методом изучения отжатых растворов с определением макро- и микроэлементов В. В. Красинцевой удалось доказать, что иловые растворы из третичных глин Северного Кавказа представляют собой видоизмененные воды морского типа, а не воды выщелачивания.

Глава 12

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Одним из наиболее существенных вопросов гидрогеологии является классификация подземных вод, так как выделение и уточнение определений отдельных типов подземных вод, несомненно, облегчает их изучение и использование. К сожалению, до настоящего времени отсутствует общепринятая гидрогеологическая терминология и часто один и тот же тип подземной воды в работах различных исследователей называется по-разному. Трудность разработки классификации заключается в том, что подземные воды встречаются в земной коре почти повсеместно, залегают в самых разнообразных геологических условиях и, кроме того, находятся в динамическом состоянии.

Не задаваясь целью охватить все случаи нахождения подземных вод в земной коре, автор считает необходимым прежде всего систематизировать подземные воды, образующие скопления в бассейнах и горизонтах, которые могут служить объектом практического использования.

Так как классификации подземных вод по химическому составу были рассмотрены ранее, в настоящей главе главное внимание уделяется условиям залегания подземных вод.

Первая попытка дать сводную классификацию подземных вод в СССР была предпринята Геологическим комитетом в 1928 г. (А. М. Жирмунский и А. А. Козырев). В этой классификации (табл. 39) подземные воды разделяются по происхождению и, кроме того, по гидрогеологическим и стратиграфическим признакам. В ней отражены особенности различных типов вод и санитарно-технические требования к ним. Последние учитываются расчленением каждой группы вод на пластовые воды, фильтрующиеся и самоочищающиеся в слоях осадочных пород, и подземные водотоки, в которых вода наиболее доступна загрязнению. Однако в настоящее время эта классификация имеет только исторический интерес.

Б. Л. Личков особое значение придавал расчленению подземных вод в зависимости от положения их выше или ниже базиса эрозии. К водам, расположенным выше базиса эрозии, он относил верховодку и грунтовые воды, ниже базиса эрозии — более глубокие грунтовые и напорные воды. Все эти воды он называл вадозными водами пояса выветривания. Ниже располагающийся метаморфический пояс, по Личкову, заключает фреатические

Таблица 39

Классификация подземных вод (по А. М. Жирмунскому и А. А. Козыреву)

	По генетическим признакам			По гидрогеологическим и стратиграфическим признакам					
Подземные воды	Вадозные	Инфильтрационные	Метеорные	Подземные воды	Свободные	Верхние (верховодка)	Пластовые воды	Воды соответствующих водоносных *горизонтов*, геологически охарактеризованных	Воды соответствующих водоносных, *слоев* химически, физически и гипсометрически охарактеризованных
		Конденсационные	Вулканические			Нижние			
		Инфлюационные							
	Ювенильные	Магматические	Первичные						
			Вторичные						
		Дегидратационные							
		Синтетические							
		Конденсационные					Подземные водотоки	То же	То же
	Ископаемые	Континентальные			Напорные	Субартезианские	Пластовые воды	"	"
		Морские					Подземные водотоки	"	"
	Смешанные					Артезианские	Пластовые воды	"	"
							Подземные водотоки	"	"

Примечание. Воды, не обладающие всеми признаками какой-либо из указанных групп полностью, выделяются как близкие к той группе, к которой они по своим признакам наиболее подходят.

воды.[1] Наконец, в самом нижнем, магматическом поясе зарождаются ювенильные воды. Классификация Б. Л. Личкова вызывает много критических замечаний, частично отмеченных О. К. Ланге в книге: «Основы гидрогеологии» (1950).

В свою очередь О. К. Ланге предложил другую несколько спорную классификационную схему, в которой выделены по гидравлическим признакам подвешенные, нисходящие и восходящие воды, а по условиям залегания — почвенные, грунтовые и межпластовые (табл. 40).

Насколько сложна задача выделения отдельных типов подземных вод, показывает классификация, предложенная в 1939 г. Ф. П. Саваренским (табл. 41).

В этой классификации сделана попытка отразить весь комплекс показателей, влияющих на характеристику каждого типа вод. Ф. П. Саваренский выделил пять основных типов подземных вод, причем наименования он дал им чисто гидрогеологические, глубоко укоренившиеся в практике исследований подземных вод.

Выделенные в рассмотренной классификации главнейшие типы подземных вод характеризуются определенными чертами режима. Это позволяет считать режим наиболее ярким показателем условий их формирования.

Под режимом подземных вод следует понимать закономерные изменения во времени, которые происходят в водоносном горизонте как эпизодические, суточные, сезонные, годовые, многолетние и вековые колебания в связи с метеорологическими и геологическими процессами. Понятие о режиме подземных вод охватывает все стороны жизни подземных вод: температуру, физическое состояние воды, ее уровень, дебит, химический и газовый состав.

Особенности режима подземных вод частично отражены в классификации Н. Н. Биндемана (табл. 42).

Учитывая результаты новейших гидрогеологических исследований, автор настоящей книги предлагает свою схему подразделения подземных вод по условиям залегания, в которой выделены три основных типа вод подземной гидросферы: 1) верховодка, 2) грунтовые воды, 3) артезианские воды[2] (табл. 43). В зависимости от характера водовмещающих толщ воды всех типов подразделяются на «поровые» и «трещинные». Минеральные воды, обычно выделяемые в особую группу, могут быть встречены в любых типах и подтипах. Специфические особенности свойственны

[1] По-гречески «фреас» — колодец, следовательно, применение этого термина для вод указанного пояса неправильно.

[2] Термин «межпластовые воды» автор не применяет, так как он является слишком неопределенным и противопоставляется термину «грунтовые воды». Между тем последние также могут быть межпластовыми; например, груитовые воды аллювиальных галечников часто заключены между вышележащими суглинками и подстилающими коренными породами.

Таблица 40

Классификационная схема подземных вод (по О. К. Ланге)

	Гидравлические признаки	Условия залегания	Разновидности	Зональность	Минерализация	Температурная характеристика	Области питания и распространения
Подземные воды вадозные и смешанные	Подвешенные	Почвенные	Сезонные Постоянные (болота)	Азональные и зональные	рассолы	Холодные. Колебания температуры суточные	Совпадают
	Нисходящие	Грунтовые	Жильные флюационные Карстовые Фильтрационные	Азональные Азональные Зональные	минеральные,	Холодные. Колебания температуры сезонные, реже годовые	
		Межпластовые	Фильтрационные Жильные флюационные Карстовые	Бассейны спорадические и структурные		Холодные, реже теплые. Колебания температуры годовые	Не совпадают
	Восходящие	Межпластовые	Жильные флюационные Фильтрационные		Пресные,	Холодные, термы, гейзеры. Колебания температуры вековые	

Классификация подземных вод (по Ф. П. Саваренскому) Таблица 41

Типы воды	Области питания и распространения	Характер напора	Характер движения потока	Происхождение	Геологические условия залегания	Климатич. зональность	Температура	Геохимические зоны	Химическая характеристика
Почвенные, болотные, верховодка	Совпадают (воды, близкие к поверхности)	Нисходящие, ненапорные	Ламинарный	Вадозные	Поверхностные образования	Интразональные			
Грунтовые	Обычно совпадают (воды неглубокие)	Нисходящие, ненапорные, иногда с местным напором	Преимущественно ламинарный	Вадозные	Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Зональные	Подвержена сезонным колебаниям	Зоны выщелачивания и местами засоления	Пресные, местами засоленные
Карстовые	Близкие (воды преимущественно неглубокие)	Обычно нисходящие, ненапорные	Преимущественно турбулентный	Вадозные	Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы	Азональные	Обычно непостоянная	Зона выщелачивания	Пресные, обычно жесткие
Артезианские	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	Восходящие, напорные; напор гидростатический	Ламинарный в рыхлых породах и может быть турбулентный в трещиноватых породах	Вадозные	Структуры обсадочных пород (бассейны)	Азональные	Повышающаяся с глубиной	Зоны выщелачивания и цементации	Пресные, иногда минерализованные
Жильные (трещинные)		Восходящие, напорные; напор гидростатический или газовый	Преимущественно турбулентный	Вадозные и ювенильные	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости	Азональные	То же	Зона цементации	Пресные и минеральные

Таблица 42

Схема классификации подземных вод и их режима (по Н. Н. Биндеману)

Условия питания		Категория подземных вод		Особенности режима
Область распространения подземных вод	совпадает с областью питания	Верховодка	на небольших водоупорных линзах	Воды временного характера
			на прослоях слабой водопроницаемости	
		Грунтовые воды		Уровень воды подвержен колебаниям под влиянием вертикального передвижения влаги в зоне аэрации
	больше области питания	Межпластовые воды	безнапорные	Передача колебаний происходит путем: добегания волны
			напорные	Передача колебаний происходит путем: передачи напора

подземным водам районов «вечной» мерзлоты и молодого вулканизма, что вызывает необходимость выделения их в особые типы. Каждый тип вод характеризуется определенными взаимоотношениями с поверхностными водами и атмосферной влагой. Это влияет на зональное распределение вод и заставляет учитывать условия их формирования.

К верховодке относятся подземные воды, залегающие наиболее близко к земной поверхности. Располагаясь в зоне аэрации, эти воды подвержены резким колебаниям в зависимости от гидрометеорологических условий (выпадение атмосферных осадков, таяние снега и т. п.). В засушливое время года они могут полностью исчезнуть, зимой в северных широтах они промерзают.

Верховодка часто приурочена к поверхностям слабо проницаемых или не проницаемых для воды пород (глин, суглинков и т. п.), заключенных среди водопроницаемых (песков и т. п.). К этому типу относятся также капиллярные воды, находящиеся в подвешенном состоянии в зоне аэрации. С известными оговорками к этому типу можно отнести и воду болотных образований, получающих избыточное питание в период весеннего снеготаяния или интенсивных дождей.

Воды зоны аэрации, заключенные в верхнем слое коры выветривания, настолько тесно связаны с растительным покровом и почвами, что скорее являются объектом изучения почвоведов и грунтоведов, чем гидрогеологов.

Таблица 43

Схема подразделения подземных вод по условиям залегания

Основные типы	Подтипы		Особые типы	
	Воды в пористых горных породах (поровые воды)	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	Воды районов „вечной" мерзлоты	Воды районов молодого вулканизма
Верховодка	Почвенные воды Болотные воды Верховодка на линзах водоупорных пород Воды такыров и бугристых песков (в пустынях) Воды песчаных массивов и дюн (на побережье морей)	Воды коры выветривания трещиноватых горных пород Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов Воды кровли лавовых потоков и туфобрекчий	Воды деятельного слоя	Дериватные воды термальных источников Воды временно функционирующих фумарол в периоды увлажнения
Грунтовые воды	Аллювиальные воды Воды делювиальных, пролювиальных и озерных отложений Воды древнеаллювиальных отложений Воды флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подморенных песчано-галечниковых накоплений) Воды корениых отложений	Трещинные грунтовые воды кровли коренных изверженных пород и основания лавовых потоков Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды осадочных отложений Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)	Надмерзлотные воды Межмерзлотные воды	Воды повышенной температуры, обогащенные газами Воды небольших фумарол и гейзеров
Артезианские воды	Воды артезианских бассейнов (в песчаных пластах) Воды артезианских склонов (в моноклинально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)	Воды артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород) Воды артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)	Подмерзлотные воды	Газирующие термоминеральные (иногда горячие) воды, восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит Воды артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами

Грунтовые воды — это воды первого от поверхности водоносного горизонта, не имеющего сверху сплошной кровли из водонепроницаемых пород. Чаще всего они залегают в рыхлых четвертичных отложениях — «грунтах», откуда грунтовые воды и получили свое название.

Грунтовые воды тесно связаны с поверхностными водами (рек, озер, водохранилищ, морей); они частично питаются ими или, наоборот, сами питают поверхностные водоемы. В колодцах и скважинах уровень воды устанавливается на высоте, соответствующей верхней границе, или свободной поверхности грунтовых вод. Область питания грунтовых вод обычно совпадает с областью их распространения. Отсутствие сверху постоянной водоупорной кровли создает благоприятные условия для питания грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков.

Грунтовые воды могут залегать также под покровом относительно непроницаемых пород и местами приобретать напор. Если область питания и область распространения грунтовых вод полностью совпадают, режим их зависит исключительно от передвижения влаги в зоне аэрации. Если же водоносный слой частично перекрыт водоупорным слоем, то повышение уровня в связи с инфильтрацией осадков происходит в результате поступления воды из местных очагов питания.

Грунтовые воды пополняют и обменивают свои запасы за короткое время, т. е. они являются водами современными. В распределении грунтовых вод, как и верховодки, существует определенная зональность, обусловленная различными физико-географическими условиями.

Артезианские воды заключены между водонепроницаемыми слоями в более или менее глубоко залегающих водоносных пластах, образующих сравнительно крупные бассейны. Большей частью они приурочены к дочетвертичным отложениям, но могут встретиться также в мощных накоплениях четвертичных пород. Артезианские воды находятся под напором, вследствие чего, будучи вскрыты буровыми скважинами (артезианскими колодцами), они поднимаются выше кровли водоносного пласта и при достаточной высоте напора изливаются на поверхность или фонтанируют. Изменение гидростатического напора в одной скважине, вскрывающей артезианский горизонт, передается по всему бассейну.

Артезианские воды представлены как современными, так и древними водами, часто высокоминерализованными и переходящими в рассолы.

При выделении типов вод следует иметь в виду, что все подземные воды образуют единую, тесно связанную динамическую систему; колебания в водах одного типа могут вызвать соответствующие колебания в водах другого типа.

Г. Н. Каменский ввел понятие о коэффициенте водообмена, под которым понимается отношение годового расхода подземных вод к общим ресурсам вод подземного бассейна. Для

грунтовых вод этот коэффициент может быть больше 1 и даже больше 10, что указывает на современный водообмен; для артезианских вод он меньше 0,1, а иногда даже менее 0,00001, что свидетельствует о том, что полный обмен воды происходит в течение тысячелетий или даже в течение геологических периодов. Гидрометеорологические процессы вызывают периодические колебания в режиме подземных вод, а геологические могут вызывать полное изменение гидрогеологических условий и привести к замене одного типа подземных вод другим.

Своеобразные черты режима имеют подземные воды в областях многолетней мерзлоты и молодого вулканизма. Здесь в горных породах происходят термические изменения, которые создают особые условия стока подземных вод (например, при промерзании верхнего слоя земли) или вызывают изменение условий миграции подземных вод и заключенных в них химических элементов и газов, ранее тесно связанных с горными породами (в сфере магматических очагов).

Таким образом, классифицируя подземные воды по условиям залегания и режиму, мы должны одновременно рассматривать вопросы генезиса вод.

В 1947 г. Г. Н. Каменский, используя введенное А. Е. Ферсманом понятие о «генетических циклах» осадкообразования и отражая достижения советской гидрогеологии в изучении формирования подземных вод, выделил три основных генетических цикла формирования подземных вод:

1. Инфильтрационный, или континентальный, цикл, связанный с инфильтрацией атмосферных вод и с процессами выветривания в верхней части земной коры; к этому циклу относятся преимущественно грунтовые воды и неглубоко залегающие артезианские воды.

2. Морской, или осадочный, цикл, связанный с проникновением в толщу осадков морских вод в процессе осадкообразования, а также с процессами диагенеза осадков и видоизменения заключенных в них вод; воды этого цикла обычно являются артезианскими.

3. Метаморфический цикл, к которому относятся процессы формирования вод, связанные с метаморфизмом горных пород и магматическими процессами; к водам последнего цикла Каменский относит глубинные гидротермы и так называемые «восстановленные» воды, т. е. воды, «возродившиеся под влиянием процессов метаморфизма». Эти воды встречаются в очагах интрузий и вулканов.

Многие типы вод Каменский считает следствием «последовательной смены в данном месте одного цикла генетических процессов другими».

В заключение следует отметить, что задача уточнения классификации подземных вод и гидрогеологической терминологии еще не может считаться решенной. Работа в этой области должна продолжаться с учетом новых данных по генезису вод и условиям их залегания.

Глава 13

ВЕРХОВОДКА

Условия образования верховодки

Верховодка — широко распространенное наименование подземных вод, залегающих наиболее близко к земной поверхности в зоне аэрации. Воды этого типа, подверженные резким колебаниям в зависимости от гидрометеорологических условий и часто исчезающие в засушливые периоды года, выделяются очень хорошо. Некоторые исследователи относят верховодку к разновидностям грунтовых вод, но особенности режима верховодки и тесная связь ее с почвенным и растительным покровом заставляют выделять и изучать ее как своеобразный тип подземной воды. Верховодка может образоваться как в пористых рыхлых отложениях, так и в верхней части коры выветривания скальных трещиноватых пород.

Отличие верховодки от собственно грунтовых вод состоит в том, что она располагается выше горизонта грунтовых вод там, где происходят процессы просачивания атмосферной влаги. Верховодка чаще всего приурочена к поверхностям слабо водопроницаемых или водонепроницаемых пород, заключенных среди водопроницаемых (рис. 101).

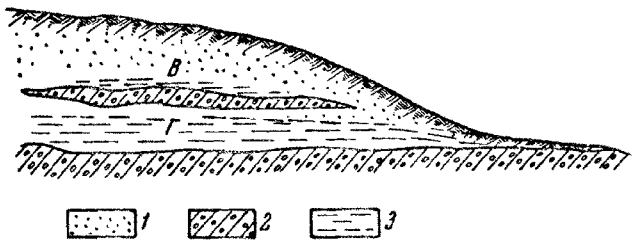


Рис. 101. Верховодка на линзе морены

1 — водопроницаемые пески; *2* — водоупорные моренные суглинки; *3* — водоносный горизонт (*В* — верховодка, *Г* — горизонт грунтовых вод)

Как уже указывалось, к типу верховодки относят также воды в болотных образованиях, временно появляющиеся вследствие избыточного питания болот в период весеннего снеготаяния или интенсивных дождей. Этот вид верховодки характеризуется особыми условиями залегания и режима и относится к категории

болотных вод, свойственных избыточно увлажненным участкам, на которых развита влаголюбивая растительность.

Иногда причиной появления верховодки служит наличие под почвой так называемых иллювиальных горизонтов, т. е. горизонтов механического или химического вмывания и отложения минеральных соединений, создающих местный водоупор; на этом водоупоре скапливаются просачивающиеся атмосферные воды. Верховодка может постепенно растекаться по краям линзы и в некоторых случаях питать грунтовые воды; часть воды, а иногда и вся вода верховодки может быть израсходована на испарение.

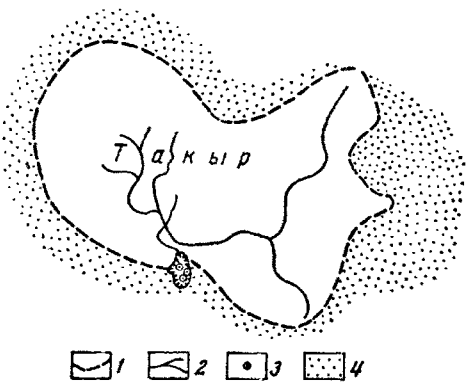


Рис. 102. Расположение канав и колодцев на такыре (по П. С. Макееву)

1 — контур такыра; *2* — водосборные канавы; *3* — колодцы; *4* — песчаные гряды

Верховодка встречается и в области многолетней мерзлоты, где она часто полностью промерзает в зимний период. В северных избыточно увлажненных районах воды верховодки обычно пресные или слабо минерализованные, хотя и с относительно повышенным содержанием органических веществ, железа и кремнекислоты. На юге, где господствует интенсивное испарение, верховодка представлена высокоминерализованной хлоридно-натриевой водой, из которой в бессточных впадинах происходит выпадение солей, вызывающее образование солончаков.

Вследствие неглубокого залегания и отсутствия водоупорной кровли верховодка легко загрязняется. Поэтому, как правило, она не может считаться хорошим источником водоснабжения. Однако в районах, где воды недостаточно или она залегает глубоко, население использует верховодку для питья. В этих случаях для предотвращения ее иссякания принимаются специальные меры, например устройство прудов. Сохранению достаточных запасов воды способствует насаждение древесной растительности, задерживающей снеготаяние, создание водоупорных перемычек в балках, ложбинах и т. п.

В зонах полупустынь и пустынь малое количество осадков и огромная испаряемость, наряду с некоторыми особенностями геологической истории (некоторые участки недавно были покрыты морем, в бессточных впадинах в условиях жаркого климата накапливались соли), обусловливают формирование соленых высокоминерализованных вод. Только в периоды зимнего и весеннего увлажнения в небольших впадинах и древних руслах рек возникают верховодки и потоки пресных грунтовых вод. Поэтому в без-

водных районах приходится использовать такыры (глинистые пространства среди песков), создавая сеть неглубоких канавок, собирающих атмосферную воду, и кольцеобразных углублений, по которым вода спускается в прилегающий участок песков (рис. 102); в последнем закладывается ряд колодцев, в нижней части которых устраивается специальный фильтр «чоулок», плетеный из ветвей песчаной акации (рис. 103).

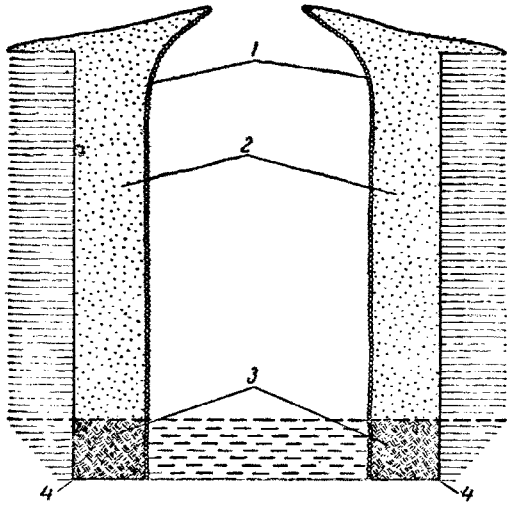


Рис. 103. Схема колодца с фильтром „чоулок" в пустыне (по В. Н. Кунину)

1 — кустарниковое крепление колодца; *2* — насыпная порода; *3* — фильтр-„чоулок"; *4* — естественные стенки колодца

Запасы пресных вод в верховодках пустынь ограничены, и часто в летнее и осеннее время пресная вода в колодцах полностью замещается соленой, непригодной для питья. Однако, как отмечает В. Н. Кунин (1945), народная практика выработала разнообразные способы эксплуатации таких колодцев, позволяющие использовать их в течение длительного срока.

Почвенные воды

Понятие о почвенной воде вытекает из определения самой почвы, которая является самым верхним слоем суши земного шара, образовавшимся в результате совокупного действия многих факторов. Почвенный слой, несмотря на свою небольшую мощность, является важнейшей геосферой, в которой происходит накопление и сохранение компонентов, необходимых для поддержания и развития жизни на суше; в почве концентрируется в доступных для живых веществ формах энергия солнечных лучей.

Под почвенными водами следует понимать всю воду почвенного слоя, которая определяет структуру, свойства и режим почв.

Нельзя отождествлять понятия «почвенная вода» и «пленочная вода», как делают некоторые исследователи, так как пленочная вода почти не участвует в питании корневых частей растений. Нельзя согласиться и с мнениями Ф. П. Саваренского (1935) и А. А. Роде (1952), которые считают, что правильнее говорить не о «почвенных водах», а о «почвенной влажности» или о «почвен-

ной влаге», т. е. о гигроскопической, пленочной и капиллярной воде почвенного слоя.

О. К. Ланге рассматривает почвенные воды как подвешенные; это также нельзя признать правильным, так как, частично просачиваясь вниз, они питают грунтовые воды, в значительной мере обусловливая их газовый и химический состав.

В то же время почвенные воды имеют существенные отличия от других вод зоны аэрации и грунтовых вод вследствие тесной связи их с органическими веществами, растениями и живыми организмами. Характерной особенностью почвенных вод является их огромная роль в повышении плодородия почв. Наряду с этим в некоторых случаях почвенные воды вызывают ухудшение свойств почв (оглеение, осолонцевание, оподзоливание и т. п.).

Следовательно, тип почвы и ее состояние имеют большое значение для оценки гидрогеологических условий зоны аэрации и заставляют с особым вниманием отнестись к изучению почвенных вод.

Изменение влажности почвенного слоя во времени изображают гидроизоплетами — линиями одинаковой влажности (в миллиметрах или процентах). На рис. 104 показан график гидроизоплет для почв одного из центральных районов РСФСР.

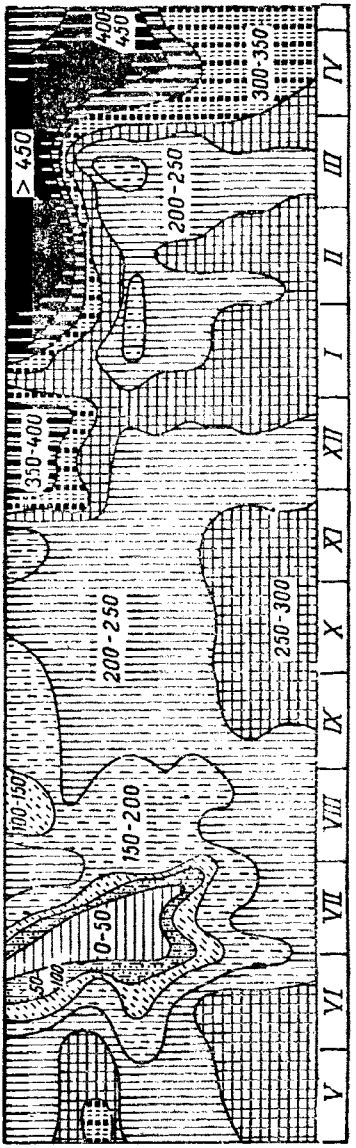


Рис. 104. График гидроизоплет влажности почв (в *мм*)

По Докучаеву, почвенный покров закономерно распределяется на земной поверхности; вместе с ним закономерно изменяются и заключенные в нем почвенные воды. Находясь под постоянным воздействием непрерывно изменяющейся физико-географической обстановки, почвы также видоизменяются и постепенно приобретают все новые и новые свойства. Этот же процесс происходит и в результате деятельности человека.

Почвенный слой состоит из двух генетически связанных горизонтов: A — элювиального и B — иллювиального. Эти горизонты в свою очередь подразделяются на подгоризонты. В подзолистой почве, где они выражены наиболее полно, имеются следующие подгоризонты: A_0 — лесная подстилка (дернина); A_1 — аккумуляционный, в котором происходит накопление главным образом гумуса; A_2 — выщелоченный (подзолистый); B_1 — переходный; B_2 — типично иллювиальный; B_3 — второй переходный. Таким образом, мощность почвы

$$M = A_0 + A_1 + A_2 + B_1 + B_2 + B_3.$$

М. М. Филатов выделяет восемь типов почв: 1) подзолистые, 2) черноземные, 3) светлокаштановые и бурые, 4) заболоченные, 5) солонцы, 6) сероземы и солончаки; два остальных типа являются дополнительными: 7) слабо развитые почвы и 8) латериты и красноземы. Схема строения основных типов почв приводится на рис. 105.

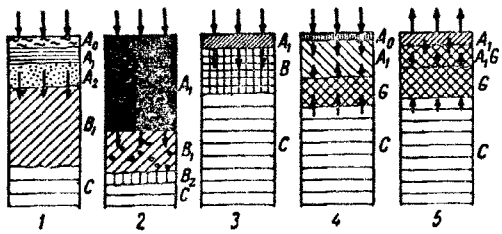


Рис. 105. Схема строения основных типов почв

1 — подзолистые; *2* — степные; *3* — солонцовые; *4* — болотные; *5* — солончаковые. A_0, A_1, A_2, B_1, B_2 — подгоризонты почвы; *G* — глеевый слой; *C* — подпочва. Стрелками показано преимущественное направление перемещения влаги

С гидрогеологической точки зрения наибольший интерес представляют почвы подзолистые, черноземные, солонцы, солончаки и заболоченные.

Подзолистые почвы получили свое название от светло-серой окраски, напоминающей цвет золы. Эти почвы развиваются при участии лесной растительности в климатических условиях, которые обеспечивают поступление в почву достаточного количества влаги, питающей как верховодку, так и грунтовые воды.

Степной тип почв представлен в СССР знаменитым черноземом, который развивается в условиях сухого и теплого лета на лёссовидных породах. Весной в степях в результате снеготаяния скапливается достаточное количество влаги для прорастания травянистых форм растительности, которые после отмирания образуют мощный гумусовый горизонт. В черноземных почвах поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием; это обусловливает его устойчивость против растворяющего действия вод. Отдельные горизонты и подгоризонты выражены слабо, что при наличии столбчатой структуры лёссовидных пород создает условия для глубокого вертикального просачивания.

В иллювиальном горизонте B накапливаются карбонаты кальция, которые обнаруживаются по вскипанию почвы от соляной кислоты.

Солонцы — интразональные почвы, в поглощающем комплексе которых находится преимущественно натрий. По теории К. К. Гедройца, солонцы образуются в результате «рассоления» солончаков при интенсивном промывании почвы атмосферными осадками. Легко растворимые хлориды вымываются, а катионы натрия частично вытесняются из поглощающего комплекса почвы катионами кальция (или магния). При солонцевании образуется довольно мощный плотный иллювиальный горизонт.

Солонцы приурочены к первой и особенно ко второй надпойменным речным террасам или к приозерным террасам. В целях мелиорации солонцов необходимо обеспечить сообщение пахотного горизонта с почвообразующей породой, для чего ему надо придать комковатую структуру; последнее можно осуществить только при травопольной системе земледелия. Для замещения поглощенного натрия кальцием и для нейтрализации щелочной реакции применяется гипсование почвы.

Образование солончаков связано с капиллярным поднятием соленых вод и рассолов при испарении и отложением солей в поверхностных горизонтах почвы.[1] Такие процессы могут протекать в районах, которые недавно были заняты морскими бассейнами, или в озерных котловинах материковых бессточных областей в условиях сухого климата. Различают два типа солончаков: приморский и континентальный; в первом типе преобладают хлориды натрия, во втором — сульфаты натрия и кальция.

В. А. Ковда в пределах СССР установил четыре провинции современного соленакопления в почвах: 1) сульфатно-содового, 2) хлоридно-сульфатного, 3) сульфатно-хлоридного и 4) хлоридного. Схема, приведенная на рис. 106, наглядно показывает зависимость расположения провинции соленакопления как от климатических, так и от геологических условий (последняя провинция — хлоридного соленакопления — приурочена к области, которая еще недавно была занята морем).

Большая роль в солевом балансе вод этих районов принадлежит процессам континентального соленакопления, происходящим под влиянием испарения, выщелачивания солей и переноса их поверхностными и подземными водами.

Б. Б. Полынов, много работавший над изучением процессов, протекающих в коре выветривания, обратил внимание на закономерную связь химического состава речных и грунтовых вод с почвенными образованиями. Подчеркивая зависимость вод от омываемых пород и почво-грунтов коры выветривания, он предложил ввести новое понятие — геохимический ландшафт. В областях с различными физико-географическими усло-

[1] Б. Б. Полынов предложил ввести понятие о «критической глубине залегания грунтовых вод», т. е. о глубине, при которой начинается засоление поверхностных почвенных горизонтов. Эта глубина, в зависимости от состава почв, колеблется в пределах 1—3 *м*.

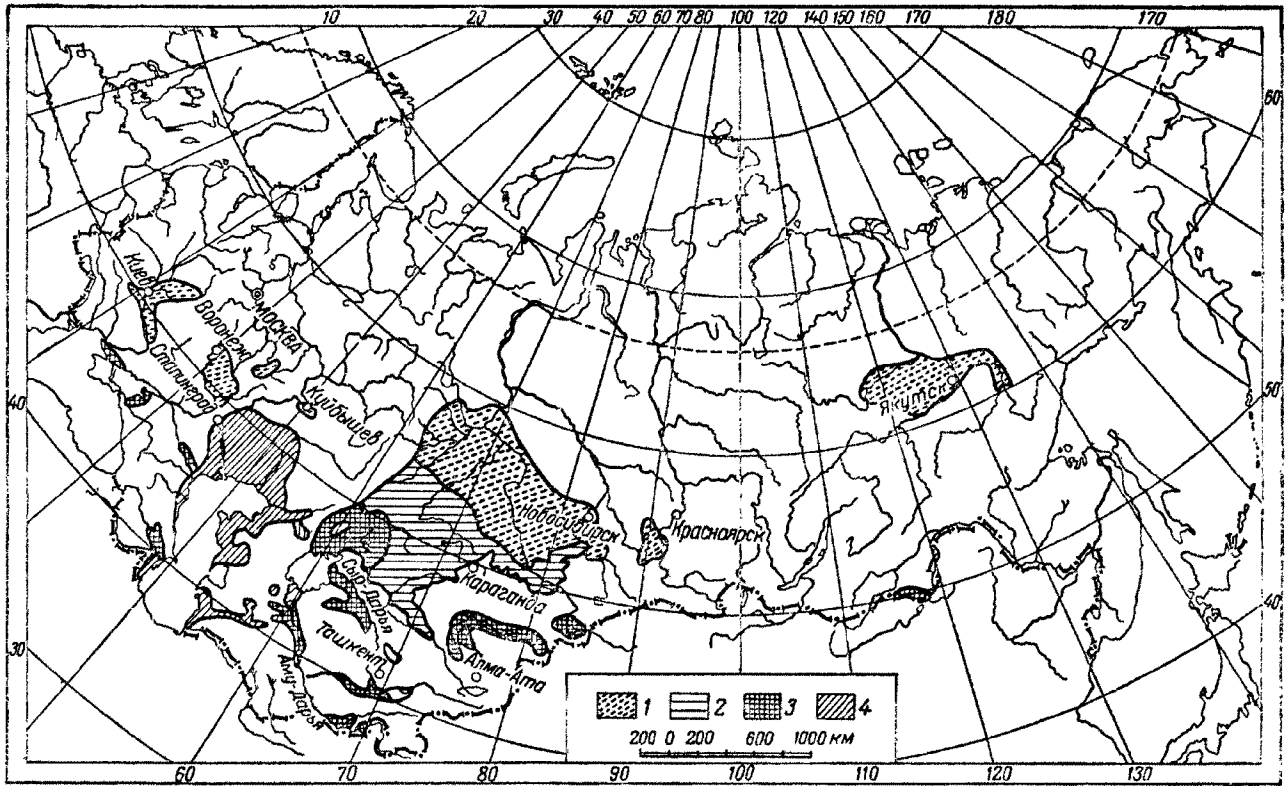


Рис. 106. Схема распределения современных процессов соленакопления в почвах СССР (по В. А. Ковде)

Провинции: *1* — **сульфатно-солового соленакопления;** *2* — **хлоридно-сульфатного соленакопления;** *3* — **сульфатно-хлоридного соленакопления;** *4* — **хлоридного соленакопления**

виями геохимические процессы должны протекать различно; поэтому оконтуривание районов с однородными процессами представляет, по его мнению, большой интерес.

Болотные воды

Особые формы залегания имеют болотные воды. С одной стороны, они тесно связаны с поверхностными водами и атмосферной влагой, с другой — их можно рассматривать как неразрывное целое с верховодкой и грунтовыми водами. Болотные воды со-

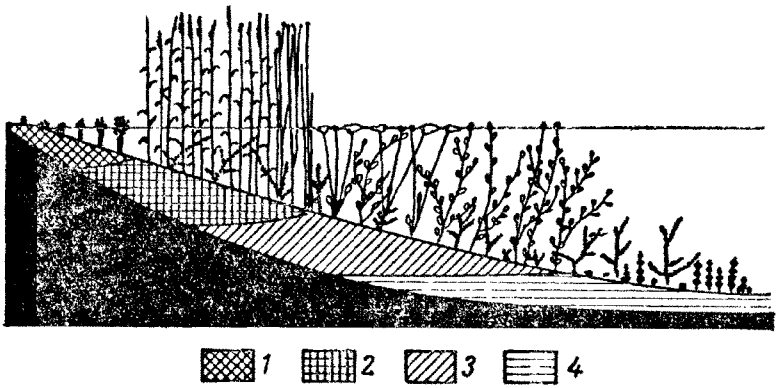


Рис. 107. Схема зарастания озера с пологими берегами (по В. Н. Сукачеву)

1 — осоковый торф; *2* — тростниковый и камышевый торф; *3* — сапропелевый торф; *4* — сапропелит

ставляют главный объект изучения особой отрасли географической науки — болотоведения, созданной в значительной степени трудами русских ученых: В. Р. Вильямса, Г. И. Танфильева, В. С. Доктуровского, В. Н. Сукачева и др.

По определению Всесоюзной конференции по болотному кадастру (1934), болотом называется избыточно увлажненный участок земной поверхности, покрытый слоем торфа глубиной не менее 30 *см* в неосушенном и 20 *см* в осушенном виде; все избыточно увлажненные земельные площади, не имеющие слоя торфа или покрытые слоем торфа глубиной менее 30 *см* в неосушенном состоянии, называются заболоченными землями.

Возникновение болот связано с различными причинами; они образуются, например, при заболачивании лесов, лесных пожарищ, лугов, при зарастании и заторфовывании водоемов (рис. 107). Часто болота образуются в результате избыточного увлажнения участков почвы на плоских водоразделах. На таких участках вначале появляется мох «кукушкин лен», затем начинают развиваться сфагновые мхи и образуются сфагновые болота. В зонах тундры, лесотундры и в лесной зоне

образование болот происходит как на водоразделах, так и в речных долинах.

В СССР заболоченные пространства занимают большую площадь в зоне лесов. Болотные воды встречаются и в южной степной зоне, где они связаны с особенностями стока рек. Заболоченные поймы, называемые плавнями, встречаются в нижнем течении Днепра, Дона и Кубани. Даже в полупустынях обычно безводные реки весной выносят большое количество воды, которая частично застаивается в понижениях, образуя так называемые разливы. Таким же путем возникают соленые озера-болота (например, «соры» в Казахстане).

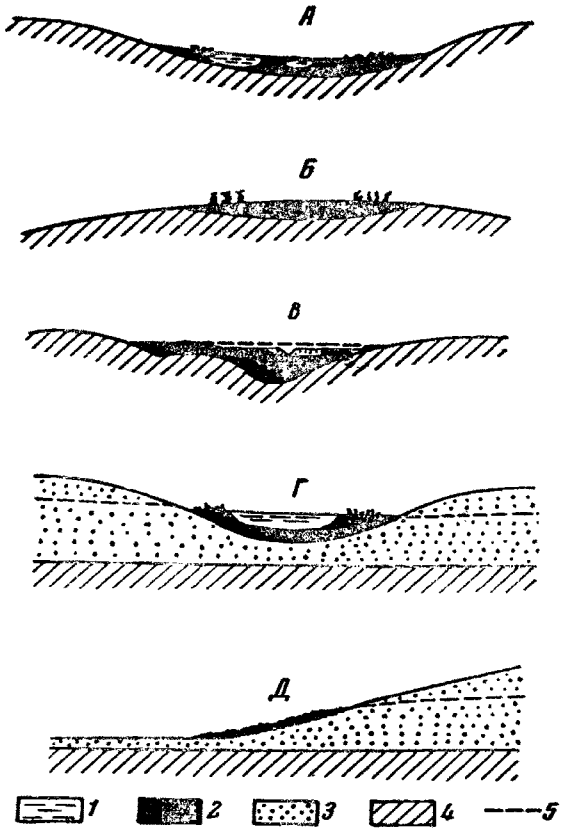


Рис. 108. Различные типы болот

А — низинное травяное болото атмосферного питания с преобладанием осокового и тростникового торфов (с окнами воды); *Б* — верховое сфагновое болото атмосферного питания с древесным торфом; *В* — переходное болото смешанного питания; *Г* — болото грунтового питания; мягководное — сфагновые мхи (белые) с разнотравьем, жестководное — гипновые мхи (зеленые) с разнотравьем; *Д* — висячее болото грунтового питания. *1* — вода; *2* — торф; *3* — песок; *4* — глина; *5* — уровень воды

Перед гидрогеологами часто ставится задача определить наиболее рациональные способы осушения заболоченной территории; для этого необходимо установить условия питания болот и генезис болотной котловины.

По условиям питания водой болота делятся на три группы, схематически изображенные на рис. 108:

1) низинные, питающиеся атмосферными и грунтовыми водами, а также озерными или речными;

2) верховые (сфагновые), питающиеся преимущественно атмосферными осадками;

3) переходные, смешанного питания — грунтового и атмосферного.

Выделяют еще типы болот, питающихся исключительно грунтовыми водами. К этому типу относятся, в частности, «висячие болота», расположенные на пологих склонах долин.

При изучении генезиса болот необходимо обращать внимание на глубину врезания котловины. В случае врезания болотной котловины в водоносный горизонт может происходить постоянное питание болот грунтовыми водами. В частности, Ф. П. Саваренский (1935) отмечает, что «хотя болота Полесья и признаются болотами атмосферного питания, так как, действительно, главным источником питания их являются атмосферные осадки, но связь их с грунтовыми водами Полесской низменности несомненна».

Растительный покров болот с течением времени изменяется и может служить хорошим показателем гидрогеологических особенностей болота (условия питания, генетический тип болота и т. п.). Безлесные, сильно обводненные болота с зеленым (гипнум) или белым (сфагнум) мхом, местами с незаросшей водной поверхностью (окнами), обычно бывают озерного происхождения. Часто такие болота сплошь затянуты маломощным торфяным ковром (сплавиной), под которым находится болотная вода. Кустарник черной клейкой ольхи служит показателем движения болотной воды. Смешанный лес из березы и ели свидетельствует об умеренном увлажнении участка болот. Сосны развиваются на плотном торфяном основании и на мощной чисто торфяной залежи (бывшего верхового болота).

С болотных пространств испаряется огромное количество воды, так как испарение происходит и с поверхности болотной растительности и со свободной водной поверхности.

По А. Д. Дубаху, болото может рассматриваться «или как водоем, вода из которого не может быть удалена, или как суша, содержащая около 90% воды».

Коэффициенты фильтрации торфяной залежи зависят от степени разложения торфа и колеблются от 0,45 *м/сутки* в сильно разложенных торфах до 0,85—4,5 *м/сутки* в слабо разложенных. Фильтрация через нижние, сильно уплотненные слои торфа обычно ничтожна. Наиболее надежные величины коэффициентов фильтрации торфяной залежи получаются при полевых методах определения. Иногда движение воды к рекам и дренажным канавам существенно облегчается наличием в торфяных болотах свободных протоков. В этих случаях коэффициенты фильтрации значительно превышают указанные величины.

Сопоставление величин стока с сильно и слабо заболоченных бассейнов показывает, что суммарный за год и за летнее время сток с сильно заболоченных площадей меньше, чем со слабо заболоченных. По данным некоторых наблюдений, наличие болот на водосборной площади уменьшает весенние и летние паводки, но окончательно этот вопрос еще не решен.

В Советском Союзе осуществляются большие работы по мелиорации и освоению болот. Например, производится осушение Полесья, где производились широкие гидрогеологические изыскания. Расцвела Колхида в Грузии, где на месте заболоченной низменности раскинулись плантации цитрусовых культур.

На осушенных территориях низинных болот развивается и ряд других ценных сельскохозяйственных культур. Торфяные месторождения верховых болот после осушения разрабатываются на топливо. На торфе работают крупные электростанции.

Кроме специальных научно-исследовательских институтов в СССР создана сеть опытных станций и наблюдательных пунктов, изучающих режим болот.

Воды дюн

Своеобразные гидрогеологические условия наблюдаются на песчаных дюнах морских побережий. Очень часто в дюнных песках залегают пресные воды, зеркало которых находится выше уровня моря и отражает форму дюн: под дюнами уровень вод повышается. Подобные водоносные горизонты питаются атмосферными осадками или водами, притекающими со стороны, если песчаное побережье примыкает к устьевым частям долин, выполненных аллювиальными отложениями.

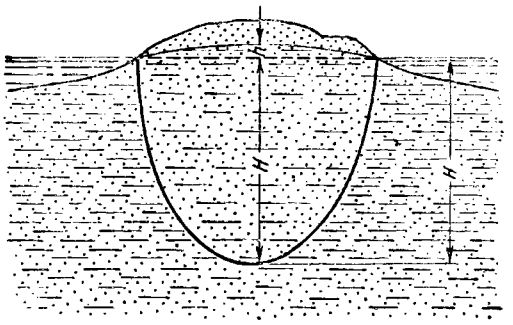


Рис. 109. Пресные воды в песчаных дюнах на берегу моря

На некоторой глубине пресная вода сменяется морской. Если эта глубина, считая от поверхности моря, равна H (рис. 109), то очевидно, что на глубине H существует известное равновесие между соленой водой под уровнем моря и пресной — под дюной. Так как удельный вес пресной воды равен 1, а морской — в среднем 1,024, то, обозначив превышение уровня грунтовой воды над уровнем моря через h, можно выразить гидростатическое равновесие уравнением:

$$H + h = 1{,}024H,$$

откуда

$$H = \frac{h}{0{,}024}$$

или

$$h = 0{,}024H.$$

Следовательно, превышение уровня пресной воды над уровнем моря составляет $^1/_{42}$ глубины распространения пресной воды от уровня моря.

Местами пресные воды побережья занимают большие пространства и могут рассматриваться как грунтовые, имеющие практическое значение для целей водоснабжения.

Глава 14

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Понятие о грунтовых водах

Грунтовые воды — это свободные гравитационные воды первого от поверхности земли постоянно существующего водоносного горизонта, заключенные в рыхлых четвертичных отложениях или в верхней части коренных пород. Обычно они не имеют сплошной кровли из водонепроницаемых пород.

Термин «грунтовые воды» настолько глубоко вошел в обиход и настолько связан с определенным гидрогеологическим содержанием, что все попытки заменить его другим термином (например, воды свободные или воды со свободной поверхностью) не имеют успеха. В зарубежной литературе грунтовыми большей частью называются все подземные воды, что нельзя признать правильным.

Грунтовые воды — чаще всего безнапорные, т. е. имеют свободную поверхность. Уровень воды в колодцах или скважинах, заложенных для разведки и эксплуатации грунтовых вод, устанавливается на высоте, соответствующей верхней границе, или свободной поверхности, грунтовых вод. Однако на отдельных участках, перекрытых водоупорными породами, грунтовые воды могут приобретать местный напор.

Область питания грунтовых вод, как правило, совпадает с областью их распространения. Грунтовые воды связаны с атмосферной влагой, а также с поверхностными водами и верховодкой, но так как их уровень находится на несколько метров или даже десятков метров ниже поверхности земли, распределение их лишь до известной степени отражает географическую зональность и подчиняется особой, гидрогеологической зональности (подробнее о зональности грунтовых вод говорится ниже).

Режим грунтовых вод находится под непосредственным влиянием гидрометеорологических факторов и характеризуется сезонными колебаниями уровня, дебита и химического состава. По возрасту грунтовые воды являются современными образованиями. Они обычно формируются на сравнительно небольших участках междуречных массивов, в аллювиальных отложениях речных долин, в предгорных конусах выноса; более мощные бассейны грунтовых вод часто приурочены к участкам древних погребенных долин, к местам накопления песчано-галечных отло-

жений ледниковых рек, к лавовым потокам, вулканическим брекчиям и т. п. [1]

В зависимости от условий залегания грунтовых вод различают грунтовый поток и грунтовый бассейн. Тот и другой имеют ряд разновидностей, а местами наблюдаются сложные комбинации их.

Границы бассейна грунтовых вод определяются площадью распространения и степенью эрозионного расчленения отложений, благоприятных для скопления воды. Глубиной эрозионного

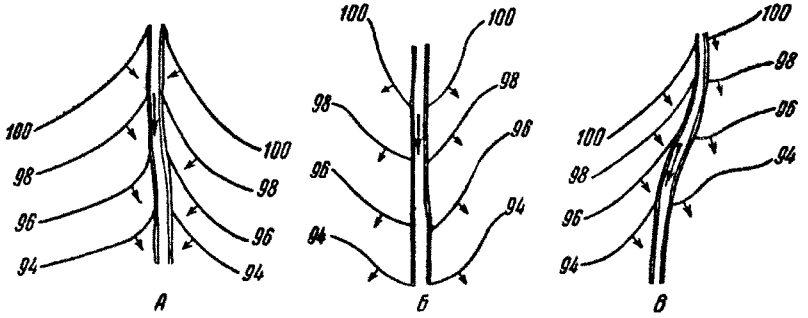


Рис. 110. Форма гидроизогипс при различных соотношениях поверхностных и грунтовых вод

А — река питается грунтовыми водами, зеркало их наклонено к реке; *Б* — река питает грунтовые воды, зеркало наклонено от реки; *В* — река питает (левый берег) и дренирует (правый берег) грунтовые воды

расчленения обусловливается также глубина залегания и форма поверхности грунтовых вод. Эту поверхность принято называть зеркалом, или скатертью, грунтовых вод; на карте она изображается гидроизогипсами — линиями одинаковой высоты зеркала над уровнем моря. На рис. 110 показана форма гидроизогипс при различных соотношениях поверхностных и подземных вод. Водонепроницаемая порода, подстилающая грунтовые воды, называется водоупорным ложем. Мощностью грунтового водоносного горизонта называется вертикальное расстояние от водоупорного ложа до поверхности грунтовых вод; мощность эта в течение года может меняться.

Несмотря на то, что поверхность грунтовых вод до известной степени соответствует рельефу земной поверхности, водораздел грунтовых вод не всегда совпадает с поверхностным. Такое смещение водораздела иллюстрируется рис. 111, на котором схематически изображены некоторые виды залегания грунтовых вод (разрез *Г*). На том же рисунке видно, как некоторые поверхностные образования, например глинистый делювий (разрез *В*) или выступ водоупорного ложа (разрез *Д*), создают подпор грунтовых

[1] Грунтовые воды, приуроченные к трещиноватым породам, рассматриваются в главе 16, где дается описание всех видов трещинных вод.

вод. В результате безнапорный горизонт грунтовых вод на некоторых участках (разрез *В*) становится напорным.

Изменение фильтрационных свойств водоносного слоя вызывает изменение уклона поверхности грунтовых вод. Разобраться

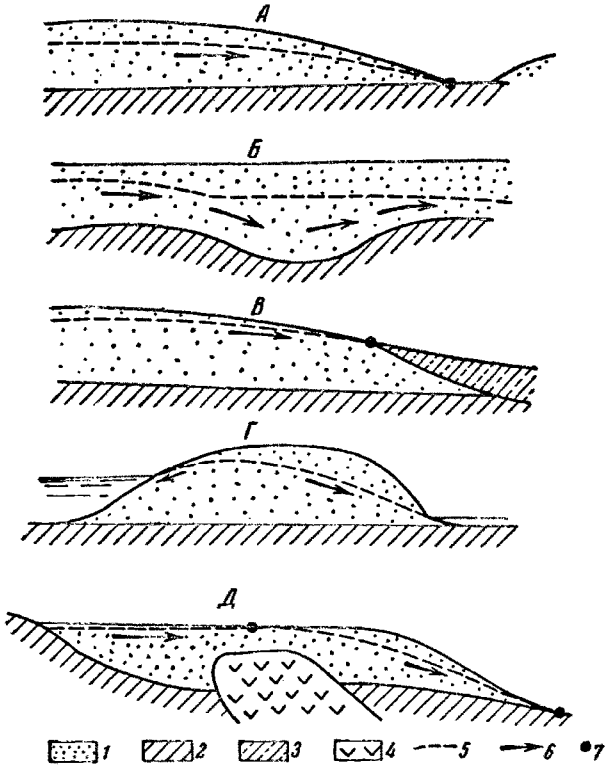


Рис. 111. Схема залегания грунтовых вод

А — грунтовый поток; *Б* — сочетание грунтового потока и грунтового бассейна; *В* — грунтовый поток, подпертый глинистым делювием; *Г* — смещение водораздела грунтовых вод при неодинаковом положении уровня воды в дренирующих реках; *Д* — грунтовый поток, преграждённый подземным барражем. *1* — водопроницаемые породы; *2* — водоупорное ложе; *3* — делювий; *4* — дайка кристаллических пород; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — направление грунтового потока; *7* — выход грунтовой воды на поверхность

в причинах этого изменения можно, если внимательно проанализировать геологические условия местности и применить основную формулу Дарси для единичного расхода грунтового потока:

$$q = khI,$$

откуда

$$I = \frac{q}{kh},$$

где I — уклон поверхности грунтовых вод;
q — расход на 1 $м$ ширины потока;
k — коэффициент фильтрации;
h — мощность грунтового потока.

Из этой формулы следует, что при постоянном расходе уклон поверхности грунтовых вод обратно пропорционален коэффициенту фильтрации водосодержащих пород и мощности грунтового потока.

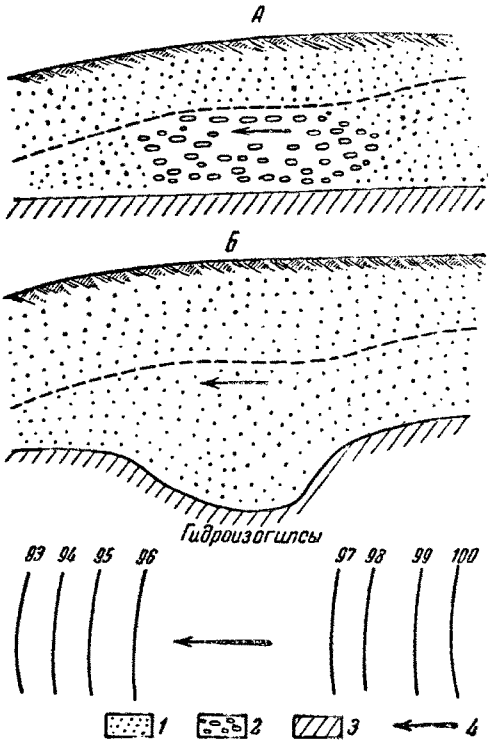


Рис. 112. Положение зеркала грунтовых вод
А — при изменении фильтрационных свойств породы; *Б* — при изменении мощности грунтового потока. *1* — водоносный песок; *2* — водоносный галечник; *3* — водоупорное ложе; *4* — направление движения потока

Рис. 112 иллюстрирует уменьшение уклона в связи с улучшением фильтрационных свойств породы (*А*) и с увеличением мощности водоносного пласта вследствие неровности водоупорного ложа (*Б*). В нижней части рисунка показано, как изменения уклона отражаются на карте гидроизогипс: при увеличении уклона гидроизогипсы сгущаются, при уменьшении — разрежаются.

Условия питания и режим грунтовых вод

Грунтовые воды пополняют свои запасы из различных источников. Можно выделить следующие виды питания грунтовых вод:

1) Инфильтрация атмосферных осадков, которые или прямо проникают через зону аэрации до грунтовых вод, или увлажняют почвенный слой до появления гравитационных вод. Последние могут попадать на поверхность подвешенных капиллярных вод, которые, в свою очередь, перемещаясь книзу, пополняют запасы грунтовых вод. Уровень грунтовых вод при этом повышается, особенно на участках отрицательных элементов микрорельефа, где инфильтрация происходит наиболее интенсивно.

2. Инфильтрация вод рек и других поверхностных водоемов в периоды высокого уровня поверхностных вод. В засушливых райо-

нах такое питание может иметь большое значение в течение всего года; в средних широтах в летнее время обычно имеет место обратная картина, т. е. реки питаются грунтовыми водами. Вообще соотношения между поверхностными и грунтовыми водами довольно многообразны и зависят как от климатических условий, так и от геологического строения местности. Различные случаи этих соотношений схематически изображены на рис. 113. Прибрежные участки имеют своеобразные особенности, причем на этих участках всегда можно выделить зону непосредственной инфильтрации и зону подпора грунтовых вод, где уровень повышается благодаря поступлению воды из зоны инфильтрации.

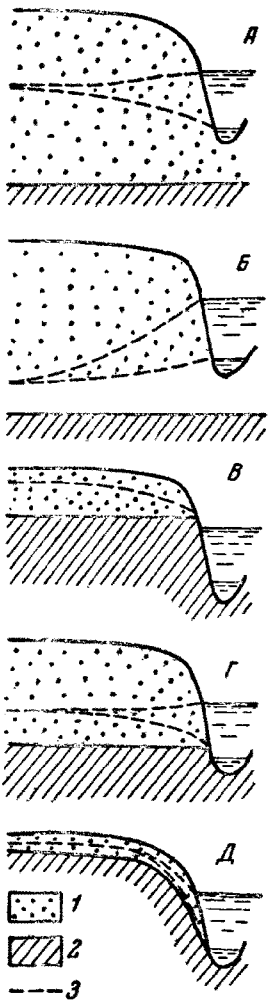


Рис. 113. Различные случаи соотношения поверхностных и грунтовых вод (по М. А. Вевиоровской)

А — зеркало грунтового потока наклонено к реке (обратное соотношение наблюдается только в период паводков); *Б* — зеркало грунтового потока наклонено от реки, питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации речных вод; *В* — гидравлическая связь между грунтовыми и поверхностными водами отсутствует; *Г* — гидравлическая связь между грунтовыми и поверхностными водами отсутствует в период низкого уровня, но устанавливается в период высокого уровня; *Д* — река влияет на уровень грунтовых вод только в узкой прибрежной полосе. *1* — водопроницаемые породы; *2* — водоупорные породы; *3* — уровень грунтовых вод

В качестве примера, иллюстрирующего, насколько запасы грунтовых вод могут пополняться за счет речных вод во время паводков, можно привести следующие данные. М. А. Вевиоровская определила, что увеличение запасов грунтовых вод долины Волги (против Жигулевских гор) за период паводка составляло 1 890 000 *м*³ на 1 *км* береговой линии, при средней интенсивности инфильтрации около 40 000 *м*³/*сутки* на 1 *км*. По подсчету Ч. Слихтера для р. Рио-Гранде (США), общее количество воды, полученной из реки горизонтом грунтовых вод в течение 33 дней, составило 167 900 *м*³ на 1 *км* береговой линии. Средняя интенсивность инфильтрации равнялась 5087 *м*³/*сутки* на 1 *км*.

3. Поступление подземных напорных вод из более глубоких горизонтов. Этот случай довольно сложный и может быть установлен путем тщательного анализа гидрогеологических условий участка напорных вод с применением термометрической разведки.

При недостатке грунтовых вод для пополнения их запасов иногда прибегают к искусственным сооружениям. Такие сооружения называются «фабриками грунтовых вод».

Принцип искусственного образования грунтовых вод, рассматриваемый подробно в курсе «Водоснабжения», заключается в создании благоприятных условий для инфильтрации поверхностных вод. Последние отводятся каналами в открытые бассейны, вырытые в водопроницаемых породах. На дне таких бассейнов иногда насыпают дополнительные слои песка, который способствует очищению воды и уменьшению заиления пор водоносного горизонта. Вода фильтруется в пористый пласт, откуда она захватывается водозаборными сооружениями.

В пустынных районах Советского Союза накопление подземных вод осуществляют с помощью системы ям. На Украине и в сухих степях Заволжья широко применяются «нажимные» колодцы, устраиваемые ниже прудов. Аналогично, путем устройства прудов в балках, на более высоких отметках, можно значительно увеличить производительность колодцев.

Накоплению грунтовых вод способствуют также искусственные водоупорные перемычки, при помощи которых создают подземные водохранилища грунтовых вод. Такие водохранилища обеспечивают бесперебойное питание водозаборов в периоды уменьшения подземного стока.

Таким образом, изменение запасов грунтовых вод зависит от питания атмосферными водами, от просачивания поверхностных вод, а также от условий поверхностного стока, поступления вод из более глубоких горизонтов и искусственных мероприятий. Большую роль играет величина испарения, мощность и строение зоны аэрации, а также характер водоносного горизонта (коэффициент фильтрации, однородность состава, трещиноватость водоносных пород, величина напорного градиента).

Режим грунтовых вод характеризуется закономерными сезонными колебаниями уровня и расхода, на которые могут накладываться и колебания эпизодические. Чем тщательнее организованы наблюдения за грунтовыми водами, тем полнее можно установить закономерности этих колебаний. В балансе грунтовых вод доминирующее значение имеет постоянный подземный сток.

При анализе колебаний уровня грунтовых вод следует различать д е й с т в и т е л ь н ы е колебания, при которых происходят изменения количества воды в горизонте, и к а ж у щ и е с я, зависящие от атмосферного давления в зоне аэрации, когда водоносный горизонт не получает и не отдает воды. Кажущиеся колебания часто наблюдаются в открытых выработках (скважинах, колодцах), но не захватывают всего водоносного горизонта.

Режим грунтовых вод в первую очередь связан с балансом влаги в зоне аэрации. Колебания уровня определяются соотношением между поступлением воды на поверхность водоносного слоя и расходованием ее. Если количество просочившейся воды больше, чем расход ее, то уровень подземных вод повышается, и наоборот, если подземный сток превышает инфильтрацию, — уровень понижается.

Связь колебаний уровня грунтовых вод с гидрометеорологическими факторами подчиняется известной закономерности, которая нашла выражение в уравнении Кёне.

Количество воды h_1, просочившейся с поверхности земли, равно количеству выпавших осадков x за вычетом испарившейся воды z и поверхностного стока y_1:

$$h_1 = x - (z + y_1).$$

До уровня грунтовых вод просочится только часть этой воды h_2, так как другая часть ее d пойдет на насыщение зоны аэрации:

$$h_2 = h_1 - d.$$

При увеличении запасов влаги величина d будет положительная, при уменьшении — отрицательная.

Величина изменения уровня подземных вод h_z зависит от величины подземного стока y_2 и удельной водоотдачи μ зоны аэрации:

$$\mu h_z = h_2 - y_2.$$

При $y_2 < h_2$ уровень повышается, при $y_2 > h_2$ уровень падает.

Заменяя $h_2 = h_1 - d$ и решая уравнение относительно h_z, получаем:

$$h_z = \frac{h_1 - d - y_2}{\mu}.$$

Заменяя $h_1 = x - (z + y_1)$ и обозначая $y_1 + y_2 = y$, получаем основное уравнение Кёне:

$$h_z = \frac{h_0 - (z + y + d)}{\mu}.$$

В уравнение Кёне не учтен элемент времени, поэтому оно не отвечает современным представлениям о режиме и балансе подземных вод. Значительно полнее приводимое ниже уравнение Г. Н. Каменского, которым мы рекомендуем пользоваться.

На рис. 114 показан грунтовый поток, в котором выделены два сечения *1* и *2*, расположенные на расстоянии Δx друг от друга. В результате выпадения осадков N, испарения V и инфильтрации w произойдет изменение уровня воды Δh.

Количество воды, просочившейся в промежуток времени Δ будет равно:

$$w = N + (A_1 - A_2) - V \pm L,$$

где A_1 и A_2 — поверхностный сток соответственно выше и ниже выбранных сечений *1* и *2*;

L — изменение запасов влаги за время Δt в пределах участка Δx на поверхности (снег, временные водоемы) и в зоне аэрации.

Уравнение баланса вод для участка Δx можно написать следующим образом:

$$q_1 - q_2 + w\Delta x = \frac{\mu \Delta h \Delta x}{\Delta t},$$

где q_1 — приток подземных вод;
q_2 — отток подземных вод;
μ — водоотдача.

Используя формулу Дарси для единичного расхода:

$$q = k h_{ср} I_{ср},$$

где k — коэффициент фильтрации;
$h_{ср}$ — средняя мощность пласта между двумя соседними сечениями, равная $\frac{h_1 + h_2}{2}$, $\frac{h_2 + h_3}{2}$ и т. д.;
$I_{ср}$ — средний уклон на том же участке, равный $\frac{h_1 - h_2}{\Delta x}$, $\frac{h_2 - h_3}{\Delta x}$ и т. д.,

получим:

$$q_1 = k \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{h_1 - h_2}{\Delta x} = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2\Delta x};$$

$$q_2 = k \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{h_2 - h_3}{\Delta x} = k \frac{h_2^2 - h_3^2}{2\Delta x}.$$

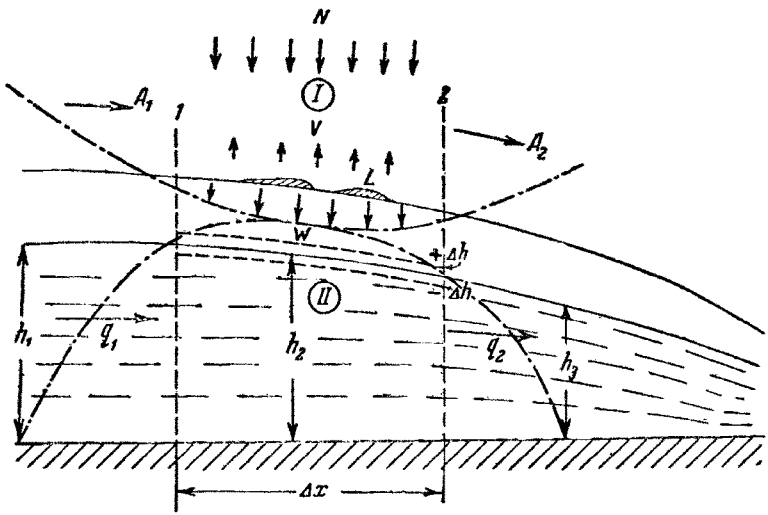


Рис. 114. Схема расчета колебаний уровня грунтового потока (по Г. Н. Каменскому)
I — область поверхностного стока и инфильтрации; *II* — область подземного стока

Подставляя значения q_1 и q_2 в уравнение баланса и решая его относительно Δh, получим изменение уровня грунтового потока из выражения:

$$\Delta h = \frac{k\Delta t}{2\mu\Delta x^2}[(h_1^2 - h_2^2) - (h_2^2 - h_3^2)] + \frac{w\Delta t}{\mu}.$$

Режим грунтовых вод в значительной мере зависит от положения гидрогеологического района в той или иной географической зоне. В равнинных условиях хорошо выделяются типы режима вод, связанные с влажным и засушливым климатами и с наличием «вечной» мерзлоты. В горных странах создается характерная вертикальная зональность режима подземных вод: при ледниковом питании наблюдаются летние максимумы, связанные с таянием льда, при снеговом — весенние и т. д.

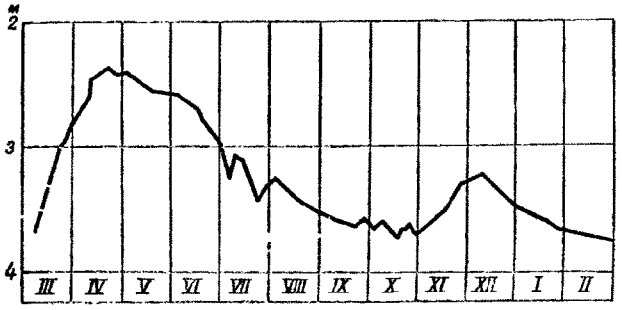


Рис. 115. График колебаний уровня грунтовых вод на правобережье р. Мологи

Г. Н. Каменский предлагает выделять два основных типа режима подземных вод:

1. Водораздельный тип, свойственный грунтовым водам местностей, достаточно удаленных от рек и других поверхностных водоемов, и грунтовым водам, не имеющим гидравлической связи с водами поверхностных водоемов вследствие перекрытия водопроницаемыми породами.

2. Прибрежный тип, свойственный грунтовым водам прибрежных местностей при наличии гидравлической связи с водами рек и других поверхностных водоемов. По мере удаления от поверхностных водоемов влияние их на режим подземных вод постепенно ослабевает.

Имеются и смешанные типы режима подземных вод.

В пределах каждого типа, в зависимости от геологических условий, можно выделить три подтипа:

1) грунтовые воды неглубокого залегания при весьма небольшой зоне аэрации;

2) грунтовые воды глубокого залегания с мощной зоной аэрации;

3) напорные воды.

Для водораздельного типа в режиме первого подтипа большое значение имеют резкие эпизодические колебания уровня вод, во втором — сезонные. В общем случае прибрежный режим отражает тип режима реки. В качестве иллюстрации приводим график колебаний уровня грунтовых вод в долине Мологи; на нем

хорошо выделяется подъем уровня в период весеннего половодья и небольшой подъем, вызываемый выпадением осенних дождей (рис. 115).

Зональность грунтовых вод

Идея зональности природных явлений, сформулированная В. В. Докучаевым, вдохновила одного из его ближайших учеников и сотрудников, П. В. Отоцкого, который еще в 1914 г. обратил внимание на общую закономерность залегания грунтовых вод: «По мере движения на юг грунтовые воды углубляются и минерализуются».

П. В. Отоцким выделены:

1) полярно-тундровая область на севере, где грунтовые воды сливаются с поверхностными;

2) область грубых ледниковых отложений, в которых залегают грунтовые воды;

3) умеренно-обводненная область, совпадающая с областью развития чернозема, лёсса и лёссовидных суглинков, где водоносными большей частью являются подстилающие лёсс пески или нижние горизонты самого лёсса;

4) маловодная и безводная полоса (южные части б. Херсонской, Самарской и других губерний), где грунтовые воды залегают глубже 30 *м* и обычно приурочены к коренным породам;

5) грунтовые воды горных областей, достаточно обильные, залегающие очень неглубоко от земной поверхности.

В 1923 г. В. С. Ильин, развивая положения, выдвинутые П. В. Отоцким, сделал первую попытку не только выделить зональные и азональные грунтовые воды, но и нанести их на карту Европейской части СССР (рис. 116). В. С. Ильин выделил 7 зон грунтовых вод и 6 типов азональных грунтовых вод. Последние, по его мнению, не связаны с определенными зонами и могут переходить из одной в другую.

Зональные грунтовые воды

I. Зона тундровых вод.

II. Зона высоких вод Севера.

III. Зона неглубоких оврагов с водами, залегающими на глубине до 20—25 *м*.

IV. Зона глубоких оврагов с водами повышенной минерализации, залегающими на глубине более 20—25 *м*.

V. Зона овражно-балочная с водами жесткими или солоноватыми.

VI. Зона Причерноморских балок с очень глубоким залеганием вод.

VII. Зона Прикаспийских балок; в отличие от предыдущей зоны, в Прикаспийской впадине существуют области с неглубоким залеганием вод; воды часто обладают высокой минерализацией.

Азональные грунтовые воды

I. Воды областей конечных морен.

II. Трещинные воды в массивных породах и продуктах их разрушения на Кольском полуострове, Урале и Южно-Русской кристаллической гряде.

III. Карстовые воды, развитые в Онежско-Двинском междуречье, в Кунгурско-Уральском районе, в Тульской области и на Крымской Яйле.

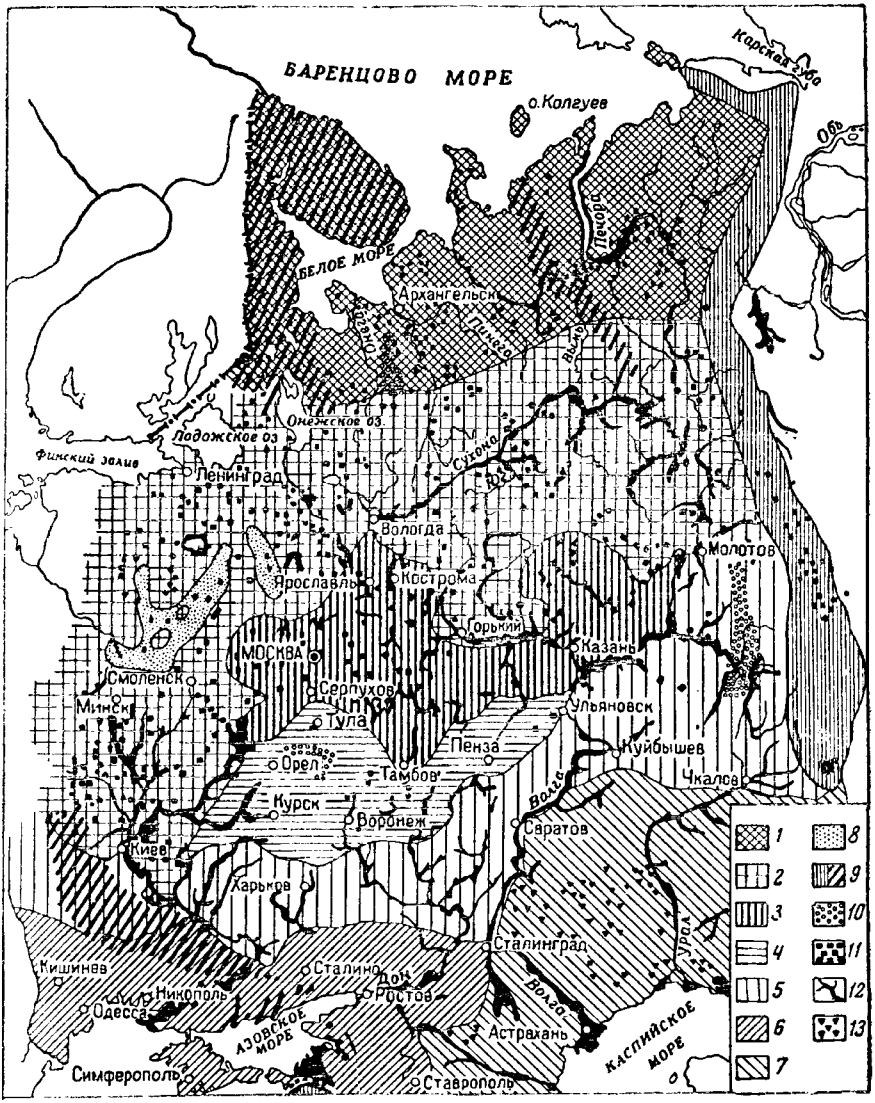


Рис. 116. Схематическая карта грунтовых вод Европейской части СССР (по В. С. Ильину, 1923 г.)

Зональные воды: *1* — воды зоны тундр; *2* — высокие воды Севера; *3* — воды зоны неглубоких оврагов; *4* — воды зоны глубоких оврагов; *5* — воды овражно-балочной зоны; *6* — воды зоны Причерноморских балок; *7* — воды Прикаспийских балок. Азональные воды: *8* — воды областей конечных морен; *9* — трещинные воды преимущественно в массивных породах; *10* — карстовые воды; *11* — болотные воды; *12* — воды аллювиальных и флювиогляциальных отложений; *13* — воды солончаков

IV. Болотные воды, т. е. воды тех областей, в которых уровень грунтовых вод находится в прямой зависимости от уровня вод в болотах и почти не подвергается колебаниям.

V. Воды аллювиальных и флювиогляциальных отложений.

VI. Воды солончаков.

Оценивая гидрогеологические условия территории СССР в целом с точки зрения развития и распространения грунтовых вод, О. К. Ланге вносит некоторые исправления и дополнения в схему В. С. Ильина и выделяет три резко обособленные провинции зональных грунтовых вод:

1) провинцию вечной мерзлоты, которая характеризуется отрицательными среднегодовыми температурами;

2) провинцию с высокой влажностью воздуха, положительными среднегодовыми температурами и небольшой амплитудой суточных, сезонных и годовых колебаний температуры;

3) провинцию с высокой сухостью воздуха и большой амплитудой колебаний температуры.

Более дробное расчленение, в частности выделение характерных полос «с преобладанием подземного стока над испарением» и «с равновесием подземного стока и испарения», показано на рис. 117.

Карту гидрохимических зон грунтовых вод Европейской части СССР составил И. В. Гармонов. Он выделил (с севера на юг): 1) зону гидрокарбонатно-кремнеземных вод; 2) зону гидрокарбонатно-кальциевых вод; 3) зону преобладания сульфатных и хлоридных вод; 4) подзону континентального засоления и 5) зону гидрокарбонатно-кальциевых вод горных областей Крыма и Кавказа. Карту «гидрохимических фаций» грунтовых вод составил Г. А. Максимович.

Для территории всего СССР интересная схема зональности грунтовых вод предложена Г. Н. Каменским, выделяющим две зоны, в которых развиты соответственно два генетических типа грунтовых вод.

1. Грунтовые воды выщелачивания.

2. Грунтовые воды континентального засоления.

Кроме того, он показывает отдельные участки вод континентального засоления среди вод выщелачивания, а также горные районы, где развиты преимущественно грунтовые воды выщелачивания (рис. 118).

Формирование вод первого типа происходит в условиях преобладания подземного стока над испарением. Эти условия свойственны областям избыточного увлажнения, но могут создаться и в областях недостаточного увлажнения на участках водопроницаемых пород с хорошим естественным дренажем. Химический состав этих вод формируется под влиянием процесса выщелачивания почв и горных пород при почвообразовании и выветривании.

Формирование вод второго типа происходит при малом количестве атмосферных осадков, интенсивном испарении и

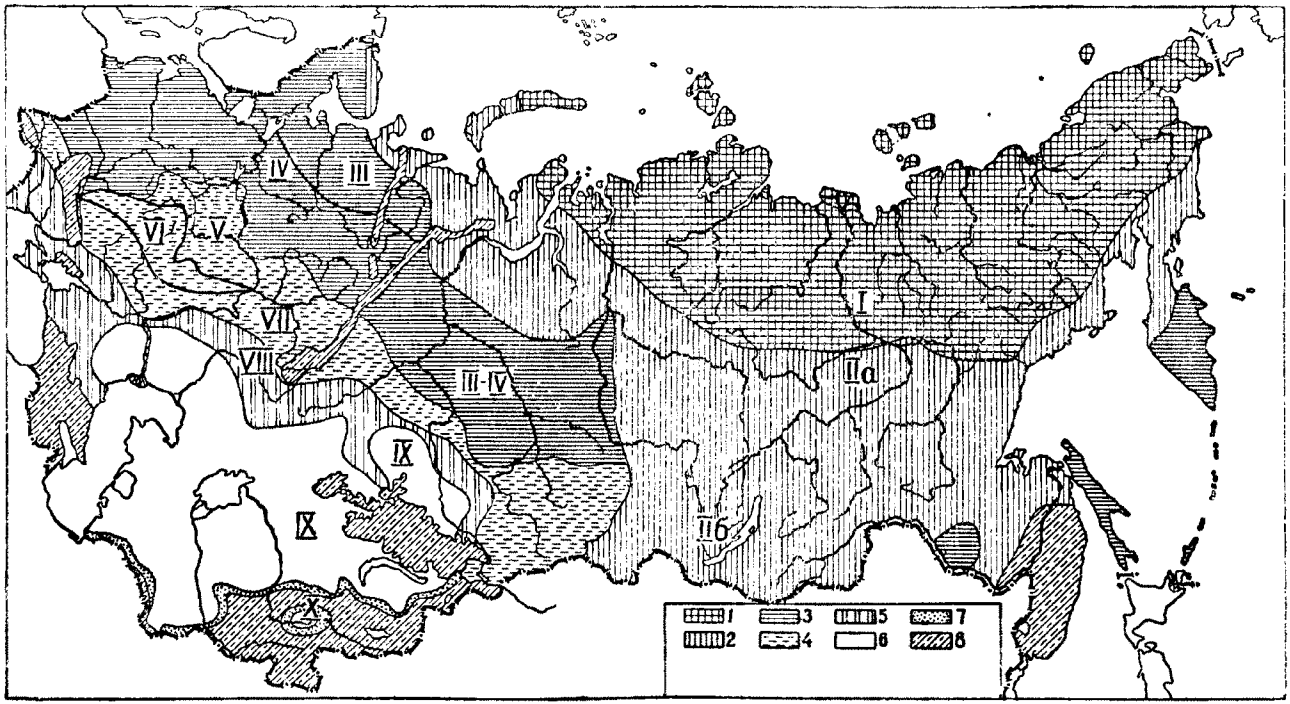


Рис. 117. Схема распространения зональных грунтовых вод на территории СССР (по О. К. Ланге)

Провинция вечной мерзлоты: *1* — сплошная мерзлота с сезонно промерзающими грунтовыми водами (I); *2* — таликовая и островная мерзлота с полупромерзающими (IIа) и непромерзающими (IIб) водами. Провинция с высокой влажностью воздуха: *3* — полоса избыточного увлажнения с водами типа тундровых (III) и типа высоких вод Севера (IV); *4* — полоса неустойчивого увлажнения в зонах неглубоких оврагов (V), глубоких оврагов (VI) овражно-балочной (VII). Провинция с высокой сухостью воздуха: *5* — полоса балок с преобладанием подземного стока над испарением (VIII); *6* — полоса равновесия подземного стока и испарения (IX); *7* — полоса подгорных шлейфов и предгорных равнин (X); *8* — области азональных грунтовых вод

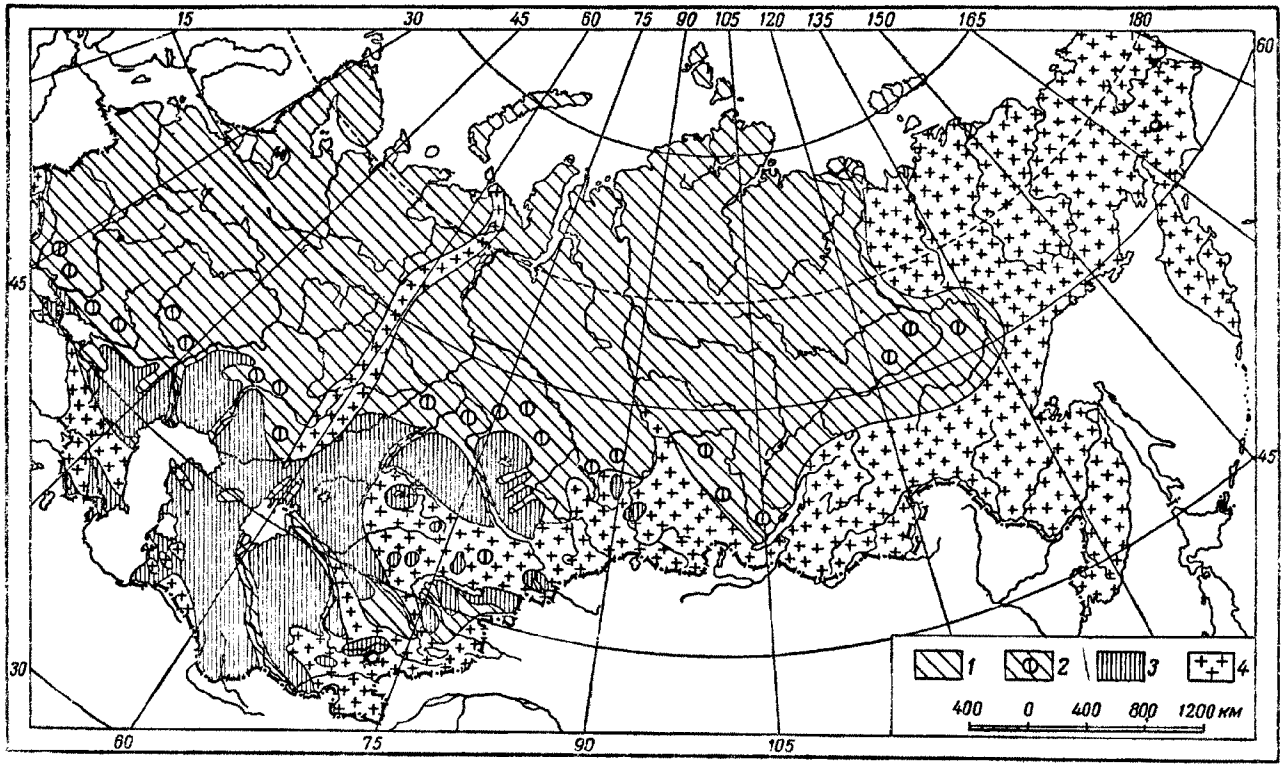


Рис. 118. Схема зональности грунтовых вод СССР (по Г. Н. Каменскому)

1 — грунтовые воды выщелачивания; *2* — грунтовые воды выщелачивания с интразональными участками вод континентального засоления (показаны кружками); *3* — грунтовые воды континентального засоления; *4* — грунтовые воды выщелачивания горных районов

отсутствии естественного дренажа. В расходной части баланса грунтовых вод засушливых районов преобладает испарение, которое в данных условиях способствует образованию восходящих капиллярных токов.

Химический состав грунтовых вод континентального засоления формируется в процессах стока, когда дождевая и талая снеговая вода смывает накопившиеся на поверхности засоленных почв соли (выцветы солей). Засоление вод совершается также при усыхании временных водоемов, при испарении воды с поверхности почвы и транспирации ее растениями, при испарении грунтовых вод путем капиллярного поднятия.

В зоне грунтовых вод континентального засоления сильно сказывается влияние геоморфологических факторов и состава водосодержащих пород. Соленые воды здесь распространены преимущественно в низменностях, на возвышенных участках обычно наблюдаются пресные воды. Формированию последних на плато (южная часть Ергеней, южная часть Общего Сырта, некоторые участки куполовидных поднятий Эмбенской нефтеносной области) благоприятствует присутствие слоев проницаемых пород и хорошая дренированность плато балками и оврагами.

В сухих степях, расчлененных балками и речными долинами, на водоразделах, являющихся областями питания вод, развиты пресные грунтовые воды. У подножья пологих склонов глубоких балок и долин грунтовые воды имеют уже повышенную минерализацию вследствие засоления, развивающегося с приближением уровня воды к земной поверхности. Наконец, в широких балках и долинах можно встретить участки сильно минерализованных соленых грунтовых вод, сопровождаемых обычно солончаками.

Основные типы грунтовых вод

Наиболее характерными типами грунтовых вод для территории Советского Союза и прилегающей части Западной Европы являются воды: 1) аллювиальных отложений; 2) ледниковых отложений; 3) южных, внеледниковых областей и 4) горных областей.

Грунтовые воды аллювиальных отложений. Грунтовые воды, залегающие в древних и современных отложениях речных долин, имеют большое народнохозяйственное значение, так как они широко используются для водоснабжения населенных пунктов. Кроме того, эти воды играют существенную роль в речном стоке.

Аллювиальные отложения являются продуктом деятельности речных вод и обычно обладают хорошо выраженной слоистостью. Во многих случаях толща аллювиальных отложений бывает неоднородной по составу как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении (рис. 119).

Как уже установлено, общий ход накопления аллювиальных осадков подчиняется закономерностям, определяемым историей

формирования речных долин и режимом рек (работы Е. В. Шанцера и др.). Эти закономерности проявляются в смене материала различной крупности и в размещении его в пределах долины, что позволяет выделить несколько типов аллювиальных отложений как по составу и свойствам, так и по условиям залегания.

Различие в скоростях течения воды в русле в половодье и в межень обусловливает слоистое распределение накопляющегося материала по крупности зерен. В процессе отложения материала

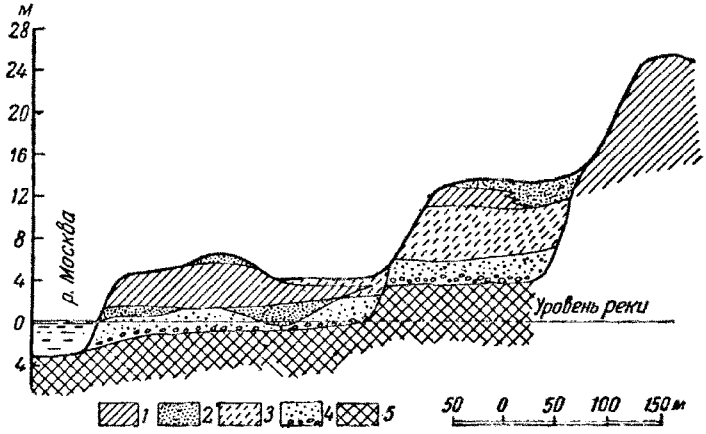


Рис. 119. Разрез долины р. Москвы

1 — суглинок; *2* — песок; *3* — супесь; *4* — гравий и мелкая галька; *5* — породы верхнего карбона

направление течения меняется во времени на каждом участке русла, что обусловливает миграцию фаций. Образуются переслаивающиеся накопления, состоящие из материалов различного состава. Разнообразие русловых отложений зависит и от перемены мест размыва и отложения: в одном месте река размывает ранее отложенные осадки, в другом — перекрывает новыми отложениями размытые ранее слои.

Участки накопления пойменных отложений отличаются по своему строению от участков накопления русловых осадков. Последние большей частью представлены массами песка, которые отлагаются в виде отмелей и перекатов на выпуклых участках берега и постепенно смещаются вниз по течению. Паводковые воды несут более мелкий тонкопесчаный, пылевато-суглинистый и глинистый материал. Оседая после спада воды на поверхности поймы, он покрывает ее прерывистым слоем различной мощности. В понижениях рельефа образуются глинистые линзы, часто обогащенные органическими остатками. Местами в аллювиальных отложениях наблюдаются прослои и линзы погребенных почв. Колебания базиса эрозии реки часто приводят к образованию переуглубленных участков коренного ложа долины, запол-

женных аллювиальными отложениями. Такие участки требуют особого внимания при гидрогеологических изысканиях.

Старые русла (старицы) постепенно превращаются в замкнутые заболоченные понижения, заполненные мелким иловато-глинистым материалом, нередко с торфянистыми образованиями, перекрываются другими осадками и образуют изолированные линзообразные залежи.

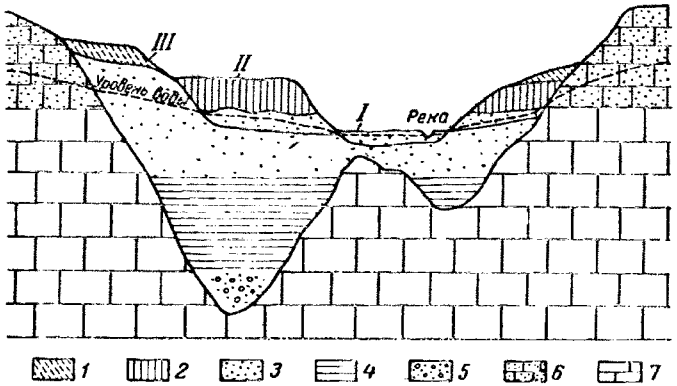


Рис. 120. Схема строения речной долины с грунтовыми водами

1 — делювиальный суглинок; *2* — супесь; *3* — четвертичные аллювиальные пески и галечники; *4* — третичные глины, *5* — древние галечники; *6* — палеозойские песчаники; *7* — палеозойские известняки и мергели

На рис. 120 изображен поперечный разрез долины реки, типичной для юго-востока Русской равнины. Переуглубленные участки коренного ложа местами выполнены внизу третичными отложениями, преимущественно глинистыми, которые подстилаются небольшим слоем галечника. Выше переуглубления заполнены четвертичными аллювиальными песчаными отложениями, образующими три террасы: I (пойменную), II и III. Сверху на террасах лежат делювиальные суглинки и супеси.

К древним погребенным долинам обычно приурочены мощные грунтовые потоки с расходом, измеряемым десятками тысяч кубических метров воды в сутки. Это обстоятельство следует учитывать при изучении гидрогеологических условий речных долин.

Во всех случаях гидрогеологических исследований необходимо устанавливать взаимоотношение грунтовых вод с речными и при определении производительности грунтовых потоков оценивать влияние реки, из которой при откачке из колодцев или скважин поступают дополнительные водные ресурсы.

Выше уже было отмечено, что взаимоотношение грунтовых вод с речными может быть двух типов: реки или питают грунтовые воды или дренируют их. Гидроизогипсы грунтовых потоков часто приобретают сложную форму, зависящую от направления дренирующей артерии и от очертаний коренных берегов долины.

Инфильтрация атмосферных вод на самых проницаемых участках или на отдельных понижениях создает «куполообразную» поверхность грунтовых потоков, выражаемую на карте замкнутыми гидроизогипсами. Питание вод подруслового грунтового потока, направленного параллельно реке, совершается обычно за счет инфильтрации речных вод, а частично за счет атмосферных вод. В районах, где имеется ирригационная сеть, большую роль в питании грунтовых вод играют каналы, проведенные на аллювиальных террасах.

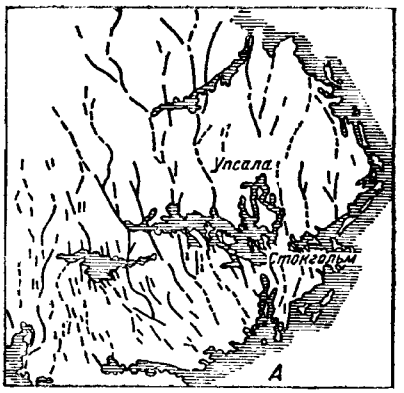
Уклоны грунтовых потоков в равнинных областях обычно невелики, но в горных районах они значительно увеличиваются.

Грунтовые воды областей развития ледниковых отложений. Благоприятные климатические и геоморфологические условия, достаточное количество атмосферных осадков при сравнительно невысоком испарении и хорошие коллекторские свойства ледниковых отложений являются причиной того, что в области их развития наблюдаются наиболее мощные бассейны грунтовых вод. Не случайно верховья крупнейших русских рек (Волги, Дона, Днепра, Двины и т. д.) расположены в этой области. Германия, расположенная в области преимущественного развития четвертичных ледниковых отложений, широко использует грунтовые воды для водоснабжения крупных городов.

В ледниковых областях можно выделить две основные группы районов с различными гидрогеологическими особенностями.

1. Районы развития о з о в, представляющих собой ориентированные по движению ледника нагромождения песчано-валунного материала. В областях ледникового сноса (Финляндия, Швеция и др.) хорошо заметны вытянутые преимущественно с северо-запада на юго-восток на протяжении до 30—40 *м* гряды высотой 25—50 *м* и шириной в основании до 100 *м*. Часто склоны озов покрыты террасовыми, озерными или морскими глинистыми отложениями. В северо-западной части СССР и за его пределами, в Финляндии и Швеции озы протягиваются, подобно железнодорожным дамбам, часто среди совершенно ровной болотистой местности. Наиболее характерным примером использования вод, заключенных в озах, является водоснабжение г. Упсала (к северу от Стокгольма). Схема залегания грунтовых вод в озах дана на рис. 121.

2. Районы развития флювиогляциальных отложений — песков и галечников, содержащих мощные бассейны и потоки грунтовых вод. Грунтовые воды заключены в древних долинах стока талых вод ледника, выполненных флювиогляциальными и древнеаллювиальными хорошо проницаемыми отложениями. В Польше и Северной Германии наблюдается несколько гряд конечных морен, вытянутых в широтном направлении; между ними располагаются древние долины, заключающие мощные грунтовые потоки (рис. 122). Ширина этих долин колеблется от 3 до 25 *км*. По



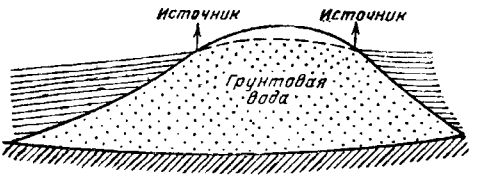


Рис. 121. Грунтовые воды в озах

А — схема расположения озов (озы показаны черными полосами); *Б* — поперечный разрез оза

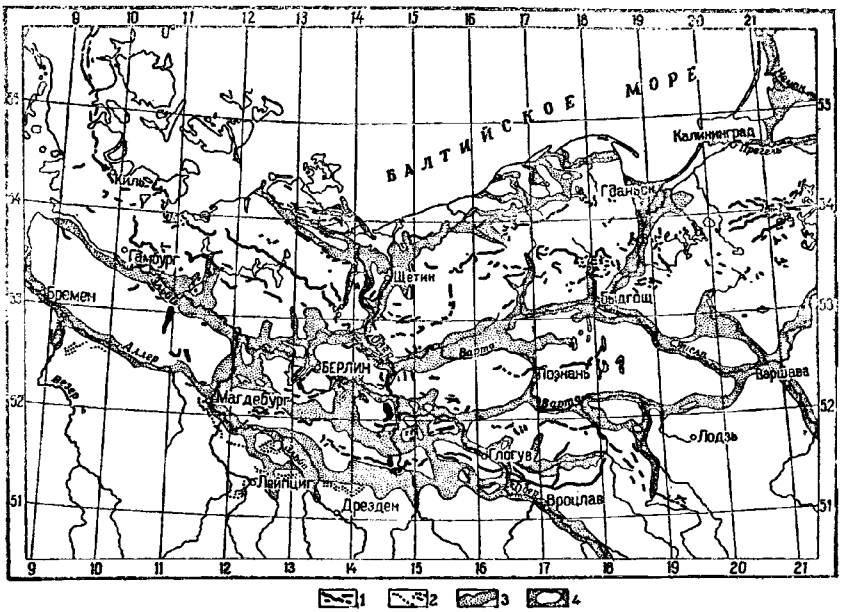


Рис. 122. Древние ледниковые долины северной Германии и Польши

1 — гряды конечных морен последнего оледенения; *2* — гряды конечных морен максимального оледенения; *3* — древние долины с мощными потоками грунтовых вод; *4* — водораздельные возвышенности

отдельным участкам древних долин и в настоящее время протекают крупные реки: Висла, Одер, Эльба и др.

Ответвления древних долин, выполненных флювиогляциальными отложениями, простираются по Неману к притокам Днепра. Далее к востоку такие выдержанные полосы этих отложений не наблюдаются, но в пределах Европейской части СССР встречаются отдельные, иногда крупные участки флювиогляциальных накоплений. В районе Минска, к северо-востоку от Москвы, в Мещорской низменности по Оке и в ряде других мест эти отложения очень богаты грунтовыми водами.

Типичные примеры грунтовых бассейнов в области развития ледниковых отложений имеются под Москвой.

Бассейн грунтовых вод в районе Мытищ одно время являлся единственным источником водоснабжения Москвы. Водозаборные сооружения, остатки которых сохранились до наших дней, были устроены в этом бассейне в конце XVIII века. В настоящее время, после устройства канала им. Москвы, мытищинский водопровод используется лишь окружающими населенными пунктами и предприятиями.

Другой пример — бассейн грунтовых вод в районе Кучино, к востоку от Москвы (долина р. Пехорки). Как видно на карте водопроводимости водоносной толщи этого бассейна (рис. 123), коэффициент фильтрации песков распределяется довольно прихотливо.

Общая схема районирования грунтовых вод Европейской части СССР, приуроченных к ледниковым отложениям, представлена на карте (рис. 124), составленной по материалам Г. Ф. Мирчинка, Л. П. Нелюбова и др.

Грунтовые воды внеледниковых областей. Внеледниковые области заключают ландшафтные зоны степей, полупустынь и пустынь, а частично и лесостепей.

Северная полоса степей характеризуется климатом умеренного и неустойчивого увлажнения, т. е. является переходной от области влажного к области засушливого климата. Южнее климат становится более засушливым. Условия образования грунтовых вод в степях не вполне благоприятны, что отчасти объясняется значительным развитием овражной сети, дренирующей грунтовые воды. Лёссы и лёссовидные породы, распространенные в полосе степей, по своему строению весьма своеобразны. Они пористы и трещиноваты, в них встречаются тонкие канальцы, пронизывающие толщу лёсса, и более крупные ходы, обязанные своим образованием развитию корневой системы растений и деятельности животных-землероев (сусликов, кротов и т. д.). Водопроницаемость этих пород по вертикали значительно превышает их водопроницаемость в горизонтальном направлении. Степи, как правило, характеризуются отсутствием лесов и болот. В течение всего вегетационного периода они покрыты

более или менее густой травяной растительностью на черноземных или темнокаштановых почвах.

В полупустынях имеются участки обнаженной почвы. Почвы и грунты обычно засолены; много солончаков, солонцов и соленых озер, среди которых есть и самосадочные. Поверхностные и грунтовые воды отличаются повышенной минерализацией.

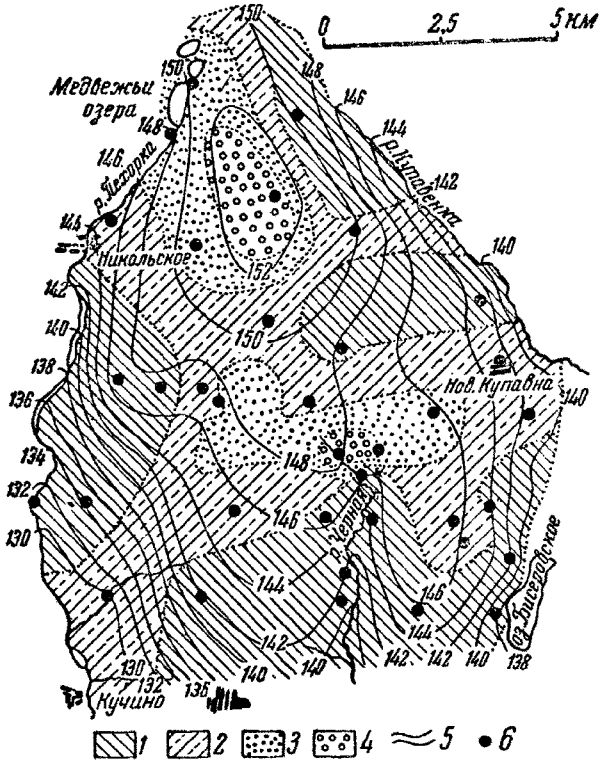


Рис. 123. Грунтовый бассейн в долине р. Пехорки в окрестностях Москвы
(по Г. Н. Каменскому и И. В. Гармонову)

1—4 — площади, в пределах которых средние коэффициенты фильтрации водоносной толщи составляют: *1* — от 3 до 10 *м/сутки*; *2* — от 10 до 20 *м/сутки*; *3* — от 20 до 30 *м/сутки*; *4* — от 30 до 40 *м/сутки*; *5* — гидроизогипсы через 1 *м*; *6* — скважины

Пустыни Советского Союза характеризуются менее засушливым климатом по сравнению с пустынями тропических широт и имеют более благоприятные условия увлажнения. К югу от полупустыни, занимающей пространство от района Астрахани до оз. Балхаш, располагается зона среднеазиатских пустынь (рис. 125). Атмосферных осадков выпадает здесь очень мало; максимум осадков приходится на весну. Лето жаркое, почти бездождное. Зимой бывают морозы. Растительность скудная.



Рис. 124. Схематическая карта грунтовых вод Европейской части СССР

1 — Карело-Финский район грунтовых вод в коре выветривания коренных пород; *2* — районы Тиманского кряжа и Урала; *3* — Печорская равнина; *4* — районы погребенных доледниковых ложбин Севера; *5* — район Ловатского языка оледенения; *6* — район мощных накоплений ледниковых образований с межморенным горизонтом грунтовых вод; *7* — районы центрального одноморенного комплекса с подморенным горизонтом грунтовых вод; *8* — районы долинных зандр и песчаных речных террас с мощными грунтовыми бассейнами и потоками; *9* — районы преимущественно солевых грунтовых вод Прикаспийской впадины, приуроченные к отложениям четвертичной морской трансгрессии (хвалынской); *10* — районы пестрого распределения грунтовых вод ио внеледниковых областях развития лёссовидных отложений, делювиальных суглинков и в коре выветривания дочетвертичных пород; *11* — границы последнего оледенения; *12*—границы максимального оледенения

Площадь обнаженной почвы больше площади, покрытой растительностью. Почвы обычно малогумусные, типа сероземов, встречается много солончаков.

Реки, протекающие через засушливые области, имеют транзитный характер; они питаются за пределами пустынь, в областях влажного климата или в высокогорных районах. По пути через сухие степи или пустыни они не получают питания, а часть своей воды теряют, отдавая ее горизонтам грунтовых вод и частично испаряясь (Аму-Дарья, Сыр-Дарья и др.).



Рис. 125. Среднеазиатские песчаные пустыни на территории СССР (показаны точками)

Наиболее крупные пустыни Советского Союза — Кара-Кум, Кызыл-Кум и Муюн-Кум — приурочены к древнеаллювиальным равнинам, расположенным в пределах огромной Туранской низменности. Большая часть Туранской низменности занята песчаными и глинистыми пустынями, меньшая — каменистыми пустынями, так называемыми «гаммада». В южной и восточной частях Туранская низменность постепенно сливается с подгорными равнинами и предгорьями среднеазиатских хребтов.

Современный рельеф Туранской низменности сформировался путем постепенного размыва больших массивов эрозионно-аккумулятивных плато главным образом третичного возраста. Этот размыв происходил в четвертичное время, в условиях периодических изменений климата от более влажного и холодного к более сухому и жаркому. В пределах низменности отчетливо наметились две системы ложбин стока. Одна включает современные долины рек Чу, Сары-Су, Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, другая — ложбины Унгуза и Узбоя.

К ложбинам примыкают обширные площади пониженных равнин, занятые сейчас глинистыми или песчаными пустынями. Эти равнины на юге сливаются с подгорными равнинами, что создает условия для вторжения вод горных областей в прилегающие пустынные области и обусловливает накопление в них больших запасов подземных вод.

В. Н. Кунин, изучавший физико-географическое условия пустыни Кара-Кум, указывает на то, что равнинные площади, сложенные континентальными образованиями, заключают в себе грунтовые воды с единым зеркалом. Качество этих вод в значительной мере зависит от глубины залегания. Чем дальше залегают грунтовые воды от земной поверхности, тем они менее минерализованы.

Питание грунтовых вод пустыни Кара-Кум складывается следующим образом: фильтрация из рек дает около 74%, сток из области Копет-Дага — около 11%, местная инфильтрация атмосферных осадков через оголенные пески — около 15%, сток с такыров и грунтовый поток из юго-восточной области — сотые доли процента. Главная масса воды расходуется на испарение, чем и объясняется засоление грунтовых вод.

По мере движения вод общая минерализация их возрастает, и постепенно они превращаются из гидрокарбонатно-кальциевых сначала в сульфатные (преимущественно натриевые), а в дальнейшем — в высокоминерализованные хлоридно-натриевые. При отсутствии растительного покрова на глинистых такырных площадях в период дождей создаются условия для обводнения участков, расположенных вблизи этих площадей, в результате чего происходит опреснение вод.

В районах засушливого климата (Средняя Азия и др.) и в полупустынных районах Восточного Закавказья подземные воды захватываются своеобразными водосборными галереями, закладываемыми вдоль грунтового потока, — так называемыми «кяризами» (рис. 126). Местами (например, в Иране) длина кяризов достигает десятков километров.

Грунтовые воды горных областей. Горные области характеризуются интенсивной миграцией подземных вод. Благодаря глубокому эрозионному врезу в коре выветривания и в трещинах коренных пород широко развиты грунтовые воды, которые выходят на поверхность земли в виде многочисленных источников.

В зависимости от геотектонических и ландшафтных условий, а также от географического положения, высоты и ориентировки главных хребтов и долин, горные страны (Урал, Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Карпаты, Альпы) обладают ярко выраженными индивидуальными чертами. Однако имеются и общие признаки, присущие всем горным странам. Так, все горные страны характеризуются увеличением коэффициента стока (от 0,20 до 0,90) по мере приближения к осевым частям горных хребтов и

увеличения крутизны склонов. Но в некоторых районах с относительно пологими склонами и спокойным залеганием слоев большая часть атмосферных осадков расходуется на испарение, а на сток и питание подземных вод остается всего несколько процентов от общего количества влаги.

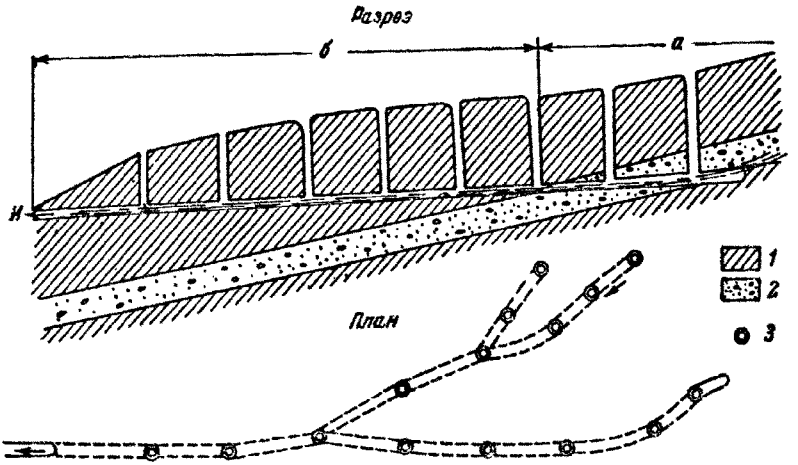


Рис. 126. Схема устройства кяриза

1 — суглинок; *2* — водоносный галечник; *3* — колодец. *а* — водосборная часть; *б* — водопроводящая часть; *И* — выход воды на поверхность

Горные реки (часть из которых питается ледниками), имеют всегда большой уклон и при выходе из горного ущелья на равнину выносят и отлагают крупнообломочный материал. Конусы выноса часто соединяются друг с другом, образуя обширные наклонные равнины. У подножья хребтов, а также в межгорных долинах и котловинах накопляются мощные толщи галечника, в которых создаются прекрасные бассейны подземных вод. В результате погружения предгорных впадин при поднятиях горных участков грунтовые воды (со свободной поверхностью) в районах гор, в предгорных участках и в крупных межгорных котловинах переходят в артезианские (напорные).

В террасовых отложениях горных долин обычно заключены крупные грунтовые потоки. При выходе на равнины засушливых районов поверхностный водоток системой многочисленных каналов (арыков) отводится для орошения земель; русло становится сухим.

Характерные условия формирования грунтовых вод наблюдаются в межгорных котловинах — низменностях, представляющих собой почти бессточные замкнутые депрессии. Отличительной особенностью таких депрессий является отчетливая зональность природных условий с закономерной сменой их от окраинных частей депрессий к их центрам. Прежде всего, эта зональ-

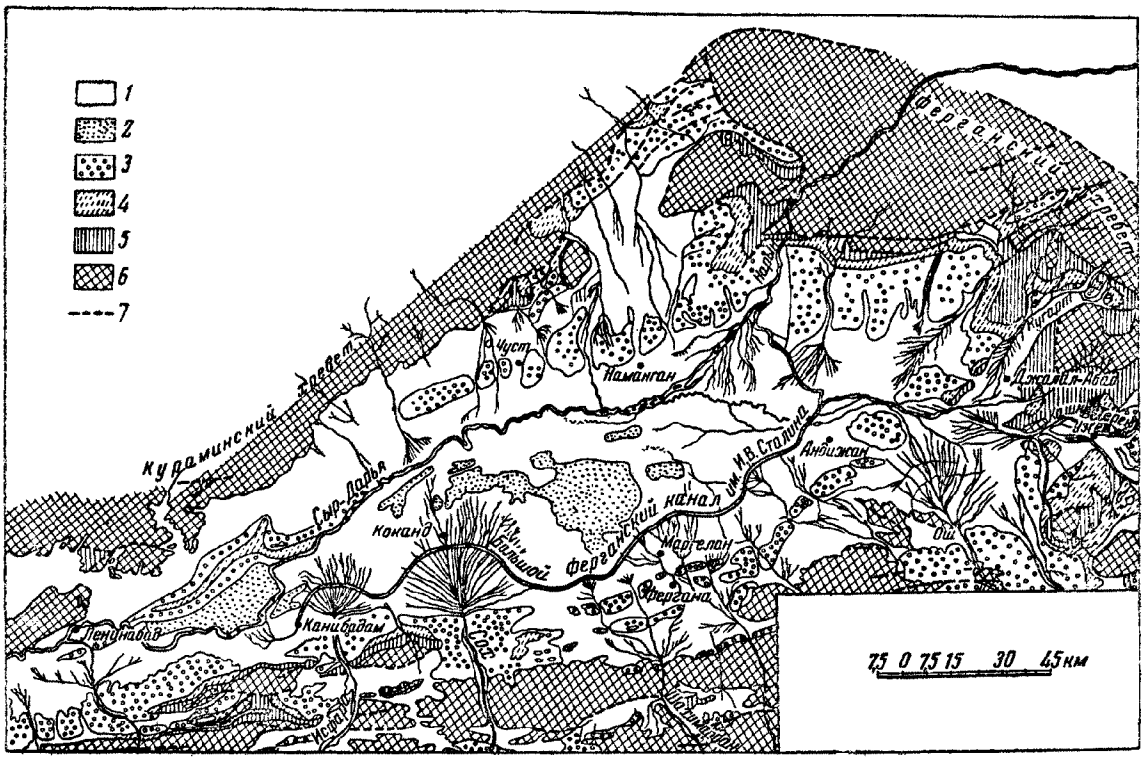


Рис. 127. Схематическая карта Ферганской долины

1 — четвертичные отложения (аллювиально-пролювиальные); *2* — барханно-бугристые пески; *3* — конгломераты древних дельт и неогеновые (слагающие полосу адыров); *4* — палеогеновые отложения; *5* — мезозойские отложения (преимущественно меловые); *6* — выступы палеозойских пород, прорванные гранитами (окаймляющие Ферганскую котловину); *7* — тектонические разрывы

ность проявляется в отношении климата и выражается постепенным уменьшением в этом направлении количества атмосферных осадков. Столь же отчетливая зональность наблюдается в почвенном и растительном покрове. В том же направлении изменяется литологический состав поверхностных отложений с постепенным уменьшением крупности материала.

Не менее резко выражена зональность в условиях залегания и в минерализации грунтовых вод. Глубина залегания грунтовых вод по направлению к центральным частям депрессий закономерно уменьшается, причем на некотором расстоянии от гор обычно располагается зона выклинивания грунтовых вод с многочисленными источниками и заболоченными участками. Одновременно с уменьшением глубины залегания грунтовых вод увеличивается их общая минерализация и закономерно меняется химический состав. Центральным частям депрессий свойственна вертикальная отдача воды в атмосферу как путем испарения, так и в особенности в результате транспирации растениями. Испарение способствует засолению почв и образованию солончаков.

Процесс континентального соленонакопления может осложняться при наличии в депрессиях новейших морских отложений, крупных транзитных рек или развитой ирригационной сети, являющейся мощным искусственным фактором перераспределения солей.

Примером межгорных впадин является Ферганская котловина (рис. 127).

По О. К. Лапге, в Ферганской котловине развиты два типа грунтовых вод: грунтовые аллювиальные воды долин Нарына, Кара-Дарьи и Сыр-Дарьи, гидравлически тесно связанные с этими реками и питающиеся их водами, и воды междуречных пространств, питающиеся водами, поступающими в котловину извне.

Воды второго типа приурочены к отложениям слившихся древних конусов выноса, так называемых «сухих дельт», прорезанных более молодыми долинами, выполненными отложениями современных солевых потоков. По мере поднятия окружающих котловину гор и опускания котловины происходила миграция «сухих дельт» к центру котловины. Отложения этих дельт характеризуются уменьшением в том же направлении размера зерен и вместе с тем коэффициента фильтрации.

В результате происходит выклинивание грунтовых вод на поверхность — так называемые «родниковые зоны сухих дельт». Вследствие наклона котловины наблюдается большая водообильность западных окраин конусов выноса.

В областях выклинивания грунтовых вод отмечается заболачивание, торфообразование, появление топких участков и т. д. К этим участкам приурочены своеобразные народные сооружения, устроенные для отведения избыточной воды и для орошения более низко расположенных безводных участков. Ниже зоны выклинивания рельеф значительно выполаживается и вместе с тем происходит постепенное погружение грунтовых вод; одновременно нарастает и минерализация грунтовых вод.

В песках центральной части Ферганской котловины встречаются как минерализованные, так и пресные воды.

Глава 15

АРТЕЗИАНСКИЕ ВОДЫ

Условия образования артезианских вод

Артезианскими водами называются подземные воды, залегающие между водоупорными слоями главным образом в дочетвертичных отложениях, в пределах довольно крупных геологических структур, и имеющие напор. Будучи вскрыты буровыми скважинами (артезианскими колодцами), они поднимаются выше кровли водоносного пласта и при достаточной высоте напора изливаются на поверхность земли или фонтанируют.

Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа (древнее латинское название «Артезия») во Франции. В отличие от грунтовых вод, связанных с современным водообменом, многие артезианские воды являются древними, и их химический состав обычно отражает палеогидрогеологические условия области их формирования.

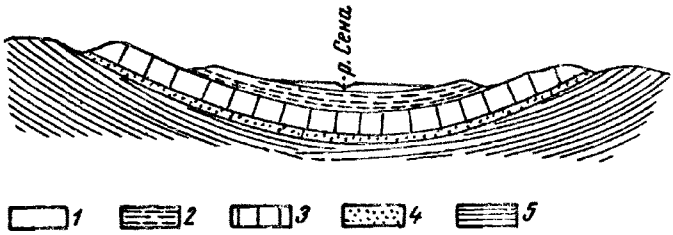


Рис. 128. Парижский артезианский бассейн

1 — аллювий; *2* — эоцен; *3* — верхний мел; *4* — водоносный нижнемеловой песчаник; *5* — песчано-сланцевые отложения нижнего мела и юры

Раньше артезианские воды связывали с мульдообразными структурами, подобными структуре Парижского бассейна, изображенной на рис. 128. В действительности условия, при которых образуются эти воды, могут быть различными. Часто артезианские воды можно встретить при флексурообразном или асимметричном моноклинальном залегании пластов. Во многих районах они приурочены к сложной системе трещин и разломов. Все это указывает на необходимость детального изучения геологической структуры и геологической истории местности для правильного представления об условиях залегания артезианских вод.

В каждом артезианском бассейне можно выделить следующие элементы: а) область питания, б) область напора и в) область разгрузки (рис. 129). Все три элемента располагаются в пределах распространения водоносного комплекса, но характеризуются различными гидрогеологическими условиями.

В области питания водоносный горизонт обычно приподнят и дренирован, поэтому воды здесь имеют свободную поверхность и принципиально не отличаются от грунтовых вод.

В области напора уровень, до которого может подняться вода, располагается выше кровли водоносного горизонта. Рас-

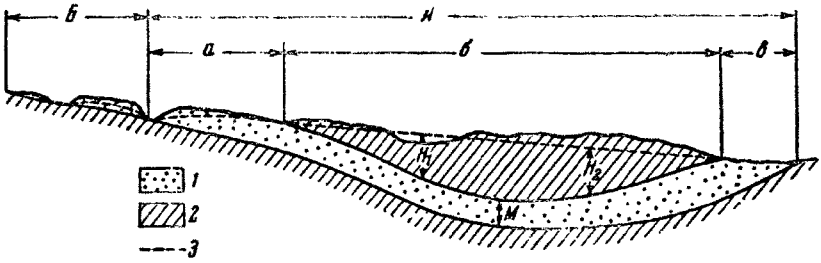


Рис. 129. Схема строения артезианского бассейна

А — пределы распространения артезианских вод: *а* — область питания (и частично — стока), *б* — область напора, *в* — область разгрузки; *Б* — пределы распространения грунтовых вод; H_1 — напорный уровень выше поверхности земли; H_2 — напорный уровень ниже поверхности земли; *М* — мощность артезианского горизонта. *1* — водоносный пласт; *2* — водоупорные породы; *3* — уровень воды

стояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до этого уровня и называется **напором**. В случае благоприятного рельефа, например, в долинах рек, напорный уровень будет располагаться выше поверхности земли и вода будет свободно изливаться из скважины. На возвышенных участках вода в скважинах не поднимется до поверхности земли.

Напорный уровень воды называется иначе **пьезометрическим**, а изолинии абсолютных отметок напорного уровня, с помощью которых артезианский бассейн изображается на картах, — **изопьезами**. В отличие от области питания, где мощность водоносного горизонта изменяется в зависимости от метеорологических факторов, в области напора мощность артезианского горизонта постоянна во времени.

На границе между областью питания и областью напора, в зависимости от поступления новых порций воды, в различные сезоны может происходить временный переход вод со свободной поверхностью в воды напорные.

В области разгрузки артезианская вода выходит на земную поверхность в виде восходящих источников. Наличие подобных источников объясняется благоприятным сочетанием геоморфологических и гидрогеологических условий и должно служить предметом внимания гидрогеологов.

При наличии нескольких водоносных горизонтов каждый из них может иметь свою пьезометрическую поверхность, опреде-

ляемую условиями питания и стока воды. В случае прямого рельефа, когда синклинальное залегание слоев соответствует понижениям рельефа, наблюдается повышение напоров в нижних горизонтах; в обратном случае пьезометрические уровни нижних горизонтов располагаются на более низких отметках (рис. 130). Если благодаря скважине или колодцу два артезианских горизонта сообщаются, то в случае обращенного рельефа вода из верхнего горизонта перетекает в нижний. Такие скважины и колодцы называются п о г л о щ а ю щ и м и.

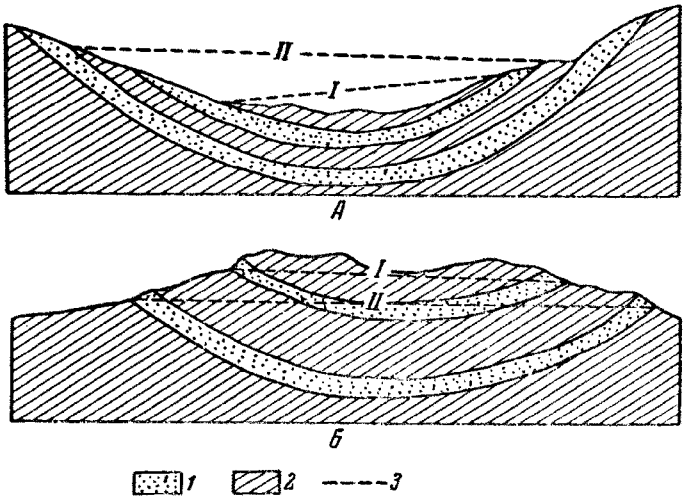


Рис. 130. Типы артезианских бассейнов

А — прямой рельеф; *Б* — обращенный рельеф. *1* — водоносные горизонты; *2* — водоупорные породы; *3* — уровень воды. *I* — верхний горизонт; *II* — нижний горизонт

В артезианском бассейне область питания располагается рядом с областью напора; далее по направлению подземного стока располагается область разгрузки напорного горизонта. В областях питания и разгрузки наблюдается непосредственная связь артезианских и грунтовых вод (рис. 131).

В случае моноклинально залегающих или выклинивающихся водоносных пластов на окраинах горных стран создаются своеобразные асимметричные бассейны, которые получили наименование артезианских склонов (рис. 132). В артезианских склонах область питания и область разгрузки располагаются рядом, а область напора — в стороне. В результате в месте стыка областей питания и разгрузки наблюдаются как нисходящие, так и восходящие источники. Напор создается в области питания; пьезометрический уровень определяется абсолютной высотой выхода на поверхность контакта водоносного слоя с покрывающим водоупором. В результате происходит подтягивание (вытеснение) напорных вод из пониженных частей артезианского

склона. Следовательно, артезианская вода движется не только вниз по пласту, но и вверх, причем движение может быть направлено и в сторону выступающих массивов.

Артезианские бассейны обычно представляют собой систему перемежающихся водопроницаемых и относительно водоупорных слоев. Чем более выдержан водоносный пласт, чем больше

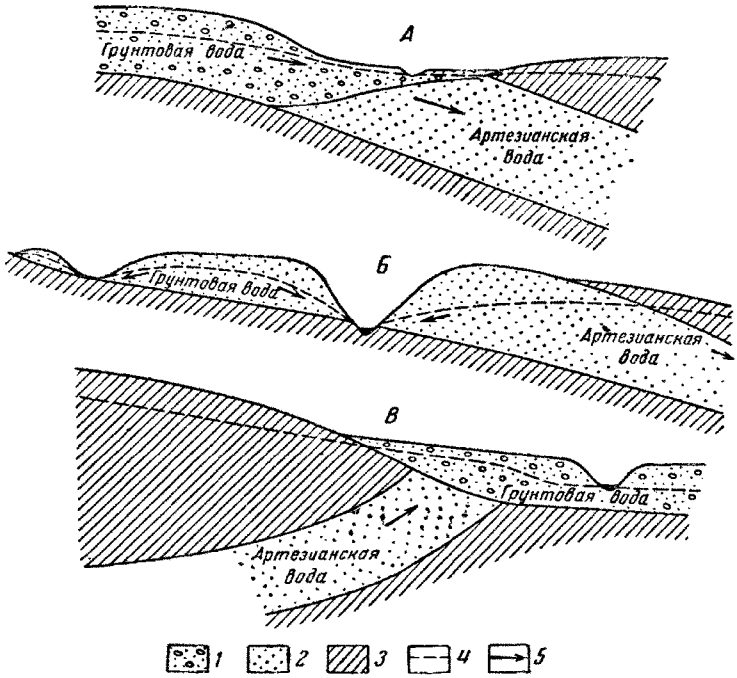


Рис. 131. Взаимоотношения артезианских и грунтовых вод

А — питание артезианских вод грунтовыми водами; *Б* — переход артезианских вод в грунтовые; *В* — питание грунтовых вод артезианскими водами. *1* — водоносные рыхлые четвертичные отложения; *2* — водоносные горизонты в коренных породах; *3* — водоупорные породы; *4* — уровень воды; *5* — направление движения воды

площадь области питания и чем больше разница между отметками области питания и области разгрузки, тем водообильнее артезианский горизонт.

При определении водообильности артезианских бассейнов и склонов необходимо учитывать соотношение области питания и всей площади распространения водоносного комплекса, а также размеры отдельных элементов бассейна. Это соотношение определяет и распределение вод различного химического состава. Если область питания достаточно велика, то наибольший объем в артезианской системе занимают пресные воды, так как бóльшая площадь водоносного горизонта находится в зоне интенсивного водообмена. В крупных впадинах область питания невелика

по сравнению с общей площадью распространения водоносного горизонта; поэтому в таких впадинах происходит накопление древних вод повышенной минерализации (в наиболее глубоких

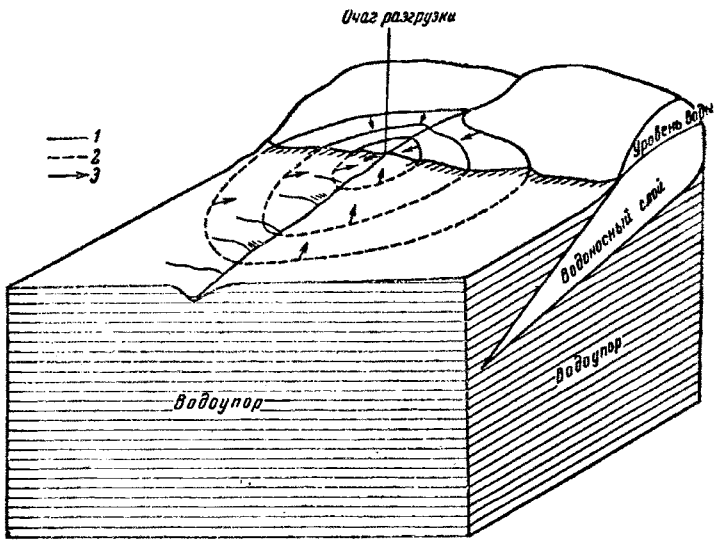


Рис. 132. Схема артезианского склона

1 — гидроизогипсы; *2* — гидроизопьезы; *3* — направление движения воды

частях впадин — накопление рассолов). В артезианских склонах часто можно видеть глубокое внедрение пресных инфильтрационных вод в древние высокоминерализованные, которые вытесняются в область разгрузки.

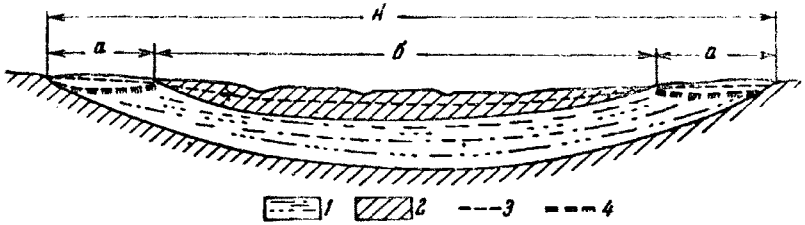


Рис. 133. Артезианский бассейн с замедленным водообменом

А — пределы распространения слабо водоносного комплекса: *а* — область питания (и частично-стока), *б* — область напора и затрудненной разгрузки через кровлю слабо водопроницаемых пород. *1* — водоносный горизонт с минерализованными водами; *2* — водоупорные породы; *3* — уровень воды; *4* — граница между пресными и минерализованными водами

Во многих артезианских бассейнах и склонах нет видимых областей разгрузки; создается впечатление застойных условий. В действительности в подобных бассейнах происходит медленное, вековое, вытеснение подземных вод через вышележащие слабо водопроницаемые породы (рис. 133). При этом в засушливых

районах большая часть воды расходуется на испарение. Такое явление можно предполагать в Причерноморской впадине и в Терско-Кумском бассейне.

Ресурсы артезианских вод

Методы изучения артезианских вод определяются глубиной их залегания, особенностями режима, характером водоносного пласта и положением области питания и области разгрузки. При детальных работах артезианские воды изучаются путем разведочного бурения и опытных откачек из буровых скважин с одновременным обследованием всех источников артезианского бассейна.

В практике использования артезианских вод могут встретиться, по Г. Н. Каменскому, два случая: 1) бассейн имеет большие размеры, и требуемое количество воды составляет ничтожную долю общих ресурсов; 2) бассейн имеет малые размеры (например, в межгорных долинах и впадинах), и потребное количество воды приближается к общим ресурсам бассейна. Рациональная эксплуатация артезианских вод, особенно во втором случае, возможна только при условии, если известны ресурсы бассейна, т. е. если произведен количественный подсчет ресурсов.

К. И. Маков предложил различать в артезианских бассейнах следующие виды запасов напорных вод:

1. Вековые запасы, которые могут быть подсчитаны (по объему) по формуле:

$$Q_{век} = FM\mu,$$

где F — площадь распространения водоносного пласта;

M — мощность водоносного пласта;

μ — коэффициент водоотдачи.

2. Естественные динамические запасы, т. е. количество напорной воды, протекающей в единицу времени через поперечное сечение потока. Их можно определять по формуле Дарси:

$$Q_{дин} = kFI.$$

3. Искусственные динамические запасы, т. е. суммарное количество воды, откачиваемой из данного горизонта в отдельных пунктах при определенных положениях динамического уровня.

Н. А. Плотников выделяет другие виды ресурсов: естественные, регулировочные, вековые и эксплуатационные. Естественными ресурсами называется естественный расход подземного потока. Регулировочные ресурсы заключены в зоне колебаний уровня подземных вод в области питания — там, где воды имеют свободную поверхность. Под вековыми запасами понимается то количество воды (в объемных единицах), которое заключается

во всем водоносном пласте и может быть извлечено при полном его осушении. Эксплуатационными называются ресурсы, которые можно получить на отдельных участках с учетом использования естественных, регулировочных и вековых ресурсов.

При эксплуатации подземных вод количество получаемой из водоносного горизонта воды, в зависимости от потребности, может быть больше или меньше естественного расхода, однако при проектировании водозабора следует учитывать необходимость рационального использования и охраны артезианского бассейна.

Описание типичных артезианских бассейнов

М. М. Васильевский в основу гидрогеологического районирования артезианских вод СССР положил структурный принцип и выделил четыре типа гидрогеологических единиц: бассейны, провинции, горно-складчатые области, районы. Гидрогеологические бассейны соответствуют впадинам, мульдам, депрессиям, грабенам; гидрогеологические провинции — горстам, щитам, поднятиям. Горно-складчатые области — Кавказская, Уральская, Тиманская и Донецкая — выделяются как особые гидрогеологические единицы. Гидрогеологические районы представляют собой единицы более мелкие, чем основные бассейны и провинции. Основные бассейны подразделяются на более мелкие бассейны 2-го, 3-го и т. д. порядка, приуроченные к вторичным мульдам или моноклиналям, осложняющим крупные структуры.

На территории Советского Союза имеются разнообразные примеры артезианских бассейнов. Расположение этих бассейнов на территории Европейской части СССР лучше всего иллюстрируется схематической картой артезианских вод (рис. 134), составленной А. Н. Семихатовым, и схемой структуры центральных частей Русской платформы (рис. 135), где хорошо выделяются крупные впадины и поднятия.

На этих схемах можно видеть четко выраженные бассейны Подмосковной котловины и Днепровско-Донецкой впадины.

По артезианскому бассейну Подмосковной палеозойской котловины имеется обширный материал, обобщенный В. А. Жуковым, М. П. Толстым и С. В. Троянским. Особенностями геологического строения Подмосковной котловины является непрерывная стратиграфическая последовательность морских каменноугольных отложений, начиная от малевкомураевнинских слоев $C_1 mm$ и кончая омфалотроховыми $C_3 om$ и швагериновыми $C_3 schw$ (Окско-Цнинский вал). По литологическому составу преобладают карбонатные породы — известняки и доломиты, в нижней части которых имеется небольшая толща песчано-глинистых образований угленосной свиты $C_1 h$ с подчиненными прослоями (в нижней ее части) пестроцветных глин и мергелей. Мощность нижнего отдела карбона 110—160 *м*,

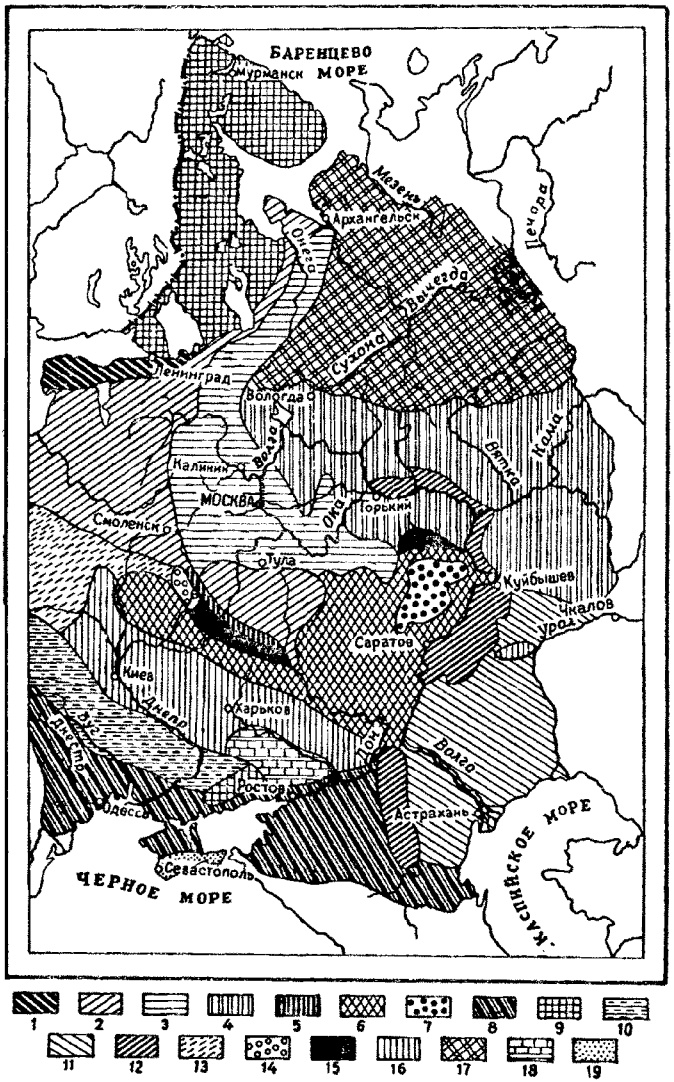


Рис. 134. Схематическая карта артезианских вод Европейской части СССР (по А. Н. Семихатову, 1925 г.)

1 — воды кембрийских и силурийских отложений; *2* — девонских; *3* — каменноугольных; *4* — пермских; *5* — юрских; *6* — меловых; *7* — нижнетретичных; *8* — верхнетретичных; *9* — в послетретичных отложениях и продуктах разложения гранитов; *10* — в третичных и послетретичных отложениях на гранитах; *11* — каспийских; *12* — послетретичных; *13* — девонских и меловых; *14* — девонских, юрских и меловых; *15* — юрских и меловых; *16* — меловых и нижнетретичных; *17* — северной области пермских отложений; *18* — трещинные воды каменноугольных отложений; *19* — трещинные и карстовые воды Южного Крыма

среднего 120—150 *м*; общая мощность карбона колеблется от 150 до 320 *м* в центре впадины и до 400 *м* в северо-восточной ее части.

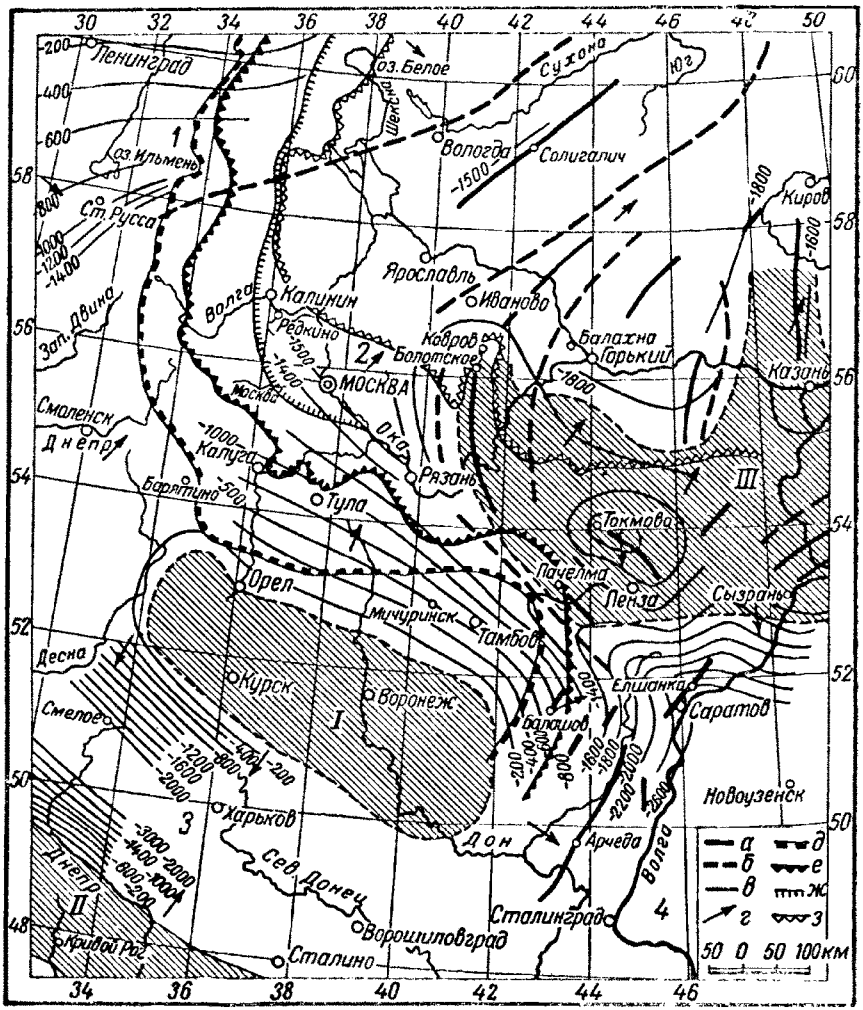


Рис. 135. Схема структуры Центральных частей Русской платформы (по А. А. Бакирову)

Выступы и кристаллические массивы: *I* — Воронежский массив; *II* — Азово-Подольский массив; *III* — Окско-Волжское поднятие. Впадины (артезианские бассейны): *1* — Прибалтийский склон; *2* — Московский артезианский бассейн; *3* — Днепровско-Донецкая впадина; *4* — Прикаспийская впадина. *а* — валы; *б* — прогибы; *в* — изолинии глубины залегания кристаллического фундамента в *м*; *г* — направление падения слоев; *д* — граница распространения отложений нижнего карбона; *е* — то же для среднего карбона; *ж* — то же для верхнего карбона; *з* — граница распространения пермских отложений

Водоносные горизонты разделяются водоупорными глинами верейского C_2vr и каширского C_2k горизонтов, а также глинами, перекрывающими тегулифериновый горизонт C_3tg (рис. 136).

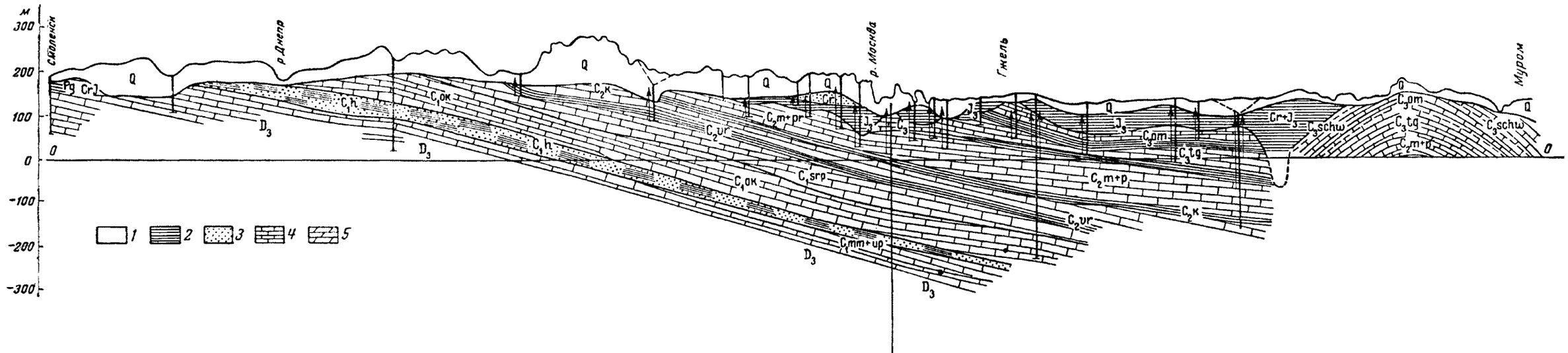


Рис. 136. Геологический разрез Подмосковной котловины

1 — четвертичные отложения; *2—5* — дочетвертичные отложения: *2* — глины, *3* — пески, *4* — известняки, *5* — мергели. Стрелка около скважины показывает столб воды в скважине

Главными водоносными горизонтами в пределах Подмосковной котловины являются верхнекаменноугольный (омфалотроховый и тегулифериновый подгоризонты), среднекаменноугольный (мячково-подольский $C_2m + p$ и местами каширский C_2k подгоризонты) и частично нижнекаменноугольный (серпуховской C_1srp, окский C_1ok и упинский C_1up подгоризонты). Области питания вод каменноугольных отложений располагаются на северо-западной, западной, юго-западной и южной окраинах котловины. Кроме того, имеются и местные области питания.

Наиболее обводненными из всех пород карбона являются известняки омфалотрохового подгоризонта. Среди отложений среднего карбона водоносными являются известняки мячково-подольского подгоризонта. Среднекаменноугольный горизонт пользуется большим распространением в Московской области, почему и называется московским. Глубина кровли этого горизонта в Москве в зависимости от рельефа колеблется от 34 до 153 *м*. Серпуховской горизонт нижнего карбона перекрыт выдержанным пластом верейских глин; он залегает в Москве на глубине до 250 *м*.

В нижележащих горизонтах девона воды имеют повышенную минерализацию и до глубины около 500 *м* являются сульфатными кальциево-магниевыми, а ниже становятся солеными и постепенно переходят в рассолы.

Артезианский бассейн Днепровско-Донецкой впадины, или Северо-Украинской мульды, наиболее полно охарактеризован К. И. Маковым.

Площадь впадины равна 300—350 тыс. *км*^{2}. Главнейшие водоносные горизонты (снизу вверх): юрский — в песках; меловые — в песках сеномана и мергельно-меловой толще сенон-турона; палеогеновый — в бучакско-каневских отложениях. Ось впадины в меловых отложениях проходит по линии Мозырь—Чернигов—Ромны—Харьков—Ворошиловград. В пределах впадины наблюдаются исключительно благоприятные условия для питания и движения подземных вод.

Схема строения Днепровско-Донецкой впадины показана на разрезе (рис. 137). На северном крыле впадины слои падают полого. Здесь выделяется полоса развития подземных вод в девонских отложениях. К юго-востоку большое значение приобретают сеноманский Cr_2cm и юрский J водоносные горизонты, которые ближе к осевой полосе впадины уступают место трещинным водам мергельно-меловой толщи сенон-турона. Непосредственно в приосевой полосе получают развитие бучакско-каневские водоносные горизонты $Pg_{1+2}\,bu + ka$. Вдоль оси эоценовой мульды водоносные горизонты приурочены к пескам харьковского Pg_3chr и полтавского Pg_3plt ярусов палеогена, подстилаемым киевскими глинами $Pg_2\,kw$.

В древней долине Днепра, где намечается область естественной разгрузки артезианских вод, значительной водообильностью

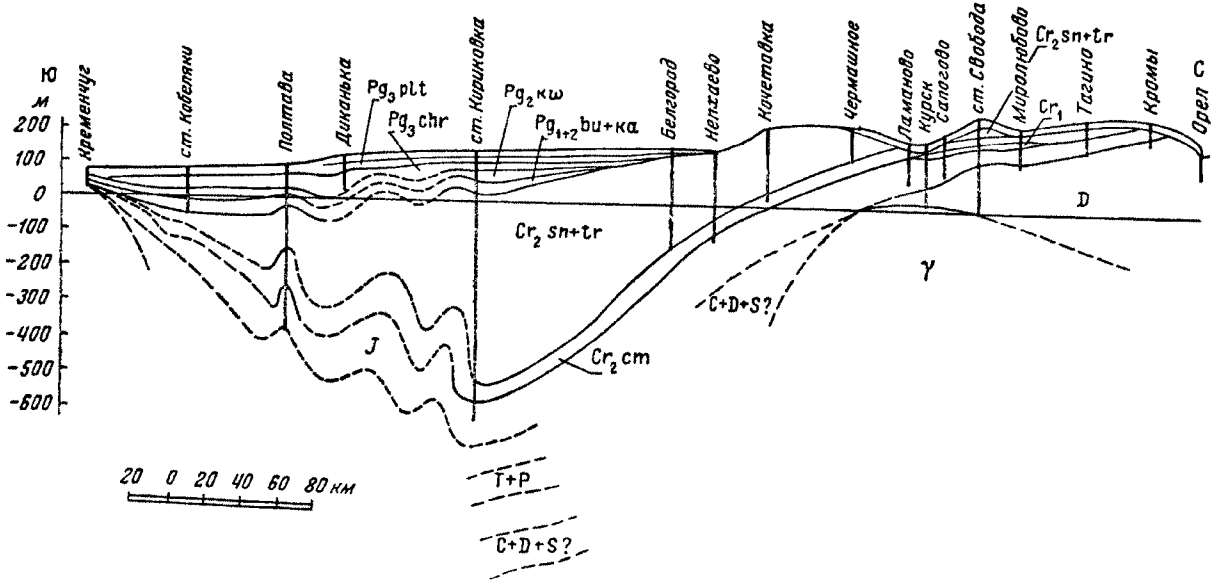


Рис. 137. Схематический разрез Днепровско-Донецкой впадины (по К. И. Макову)

отличаются древнечетвертичные водоносные горизонты, широко используемые для водоснабжения населенных мест.

В пределах артезианских бассейнов отмечается характерная гидрохимическая зональность, выражающаяся в закономерной смене типов подземных вод от области питания к области разгрузки.

Довольно хорошо эта зональность была прослежена С. А. Шагоянцем в Терско-Кумском артезианском бассейне,

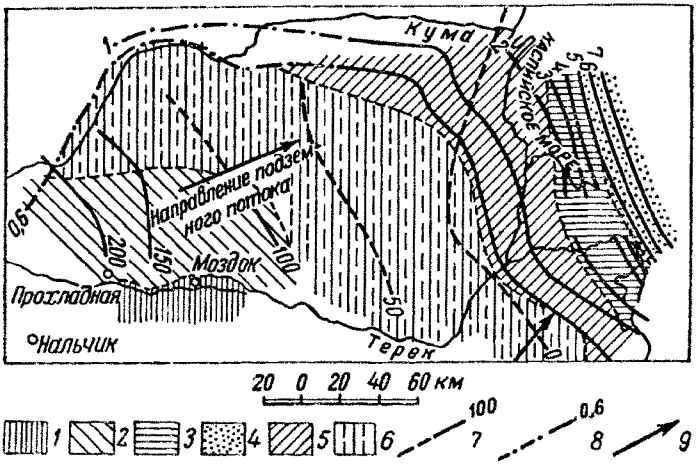


Рис. 138. Схема зональности подземных вод в древнекаспийских отложениях Терско-Кумского бассейна (по С. А. Шагоянцу)

Воды: *1* — гидрокарбонатно-кальциевые; *2* — сульфатные; *3* — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые; *4* — хлоридно-натриевые; *5* — щелочные; *6* — воды пестрого состава; *7* — гидроизопьезы в *м*; *8* — изолинии сухого остатка в *г/л*; *9* — направление подземного потока

расположенном в восточном Предкавказье. Напорные воды здесь приурочены к песчаным пластам, залегающим среди глинистых отложений верхнетретичного и четвертичного возраста. Лучше всего изучен водоносный горизонт древнекаспийских отложений, в котором по направлению движения потока (с юго-запада на северо-восток) выделяется ряд зон: гидрокарбонатно-кальциевых вод, сульфатных и т. п. (рис. 138). Наиболее высокоминерализованные воды хлоридно-натриевого типа располагаются на участках Каспийского моря. Шагоянц допускает, что на большой площади бассейна имеет место скрытая разгрузка напорных вод через кровлю водоносного пласта. По его подсчетам, соленые воды, занимавшие первоначально территорию всего бассейна, отступали до места своего современного положения примерно в течение 40 тысяч лет.

В Соединенных Штатах Америки имеется несколько крупных артезианских бассейнов, из которых наиболее известными и

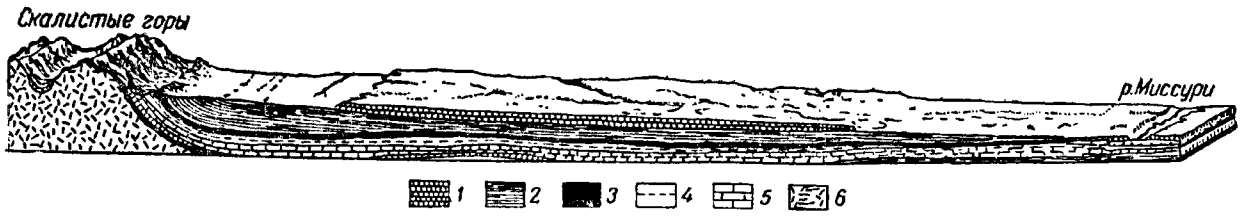


Рис. 139. Блок-диаграмма Дакотского артезианского бассейна (из работы Н. Ю. Успенской)

1 — песчаники и сланцы верхнего мела; *2* — песчано-глинистые слои верхнего мела; *3* — дакотский песчаник (сеноман); *4* — красноцветные отложения триаса — юры; *5* — карбон; *6* — докембрий

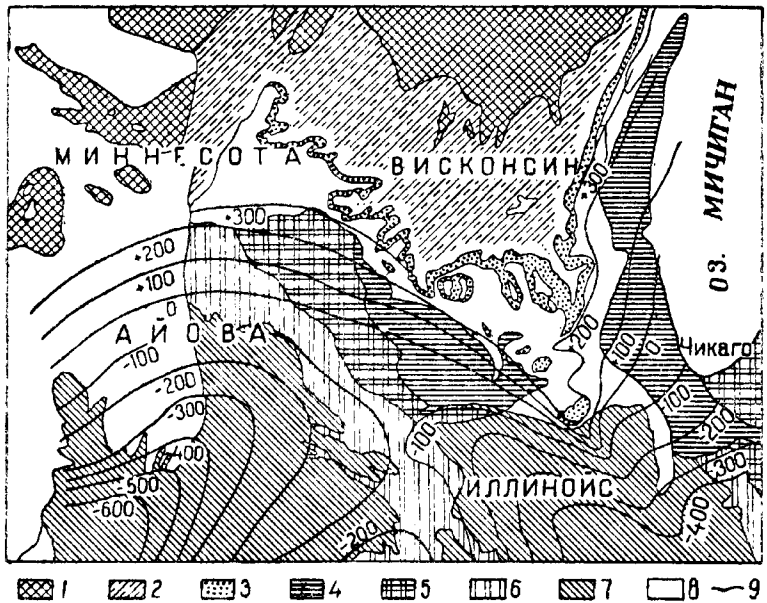


Рис. 140. Висконсинский артезианский бассейн

1 — докембрий; *2* — кембрий и нижний ордовик (на севере — область распространения потсдамского песчаника); *3* — водоносный сен-петерский песчаник и ордовик, средний и верхний; *4*—силур; *6* — девон; *6* — миссисипские слои (нижний карбон); *7* — пенсильваиские слои (средний и верхний карбон); *8* — несогласно залегающие слои верхнего мела; *9* — стратоизогипсы кровли сен-петерского песчаника

обширными являются Дакотский, приуроченный к мезозойским отложениям, и Висконсинский в районе Великих озер, связанный с палеозойскими отложениями.

Дакотский бассейн — огромный артезианский бассейн, расположенный в правобережной части бассейна Миссури (рис. 139). Главный водоносный горизонт его приурочен к дакотскому верхнемеловому песчанику. Питание происходит в области Скалистых гор, на высоте более 1000 *м* над уровнем моря. Пьезометрическая поверхность вод этого горизонта в долине

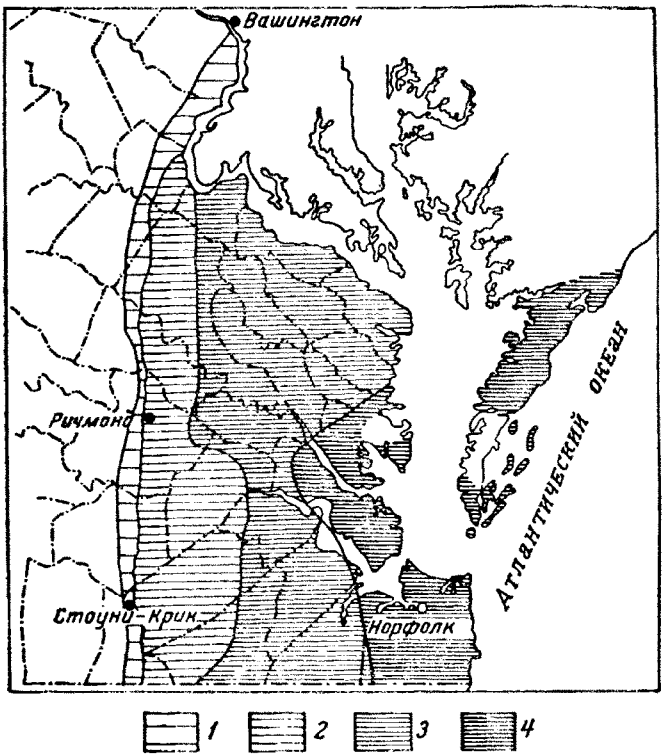


Рис. 141. Схема зональности подземных вод в артезианском бассейне Виргинии (США)

1 — зона вод низкой минерализации; *2* — зона жестких сульфатно-гидрокарбонатных вод; *3* — зона мягких гидрокарбонатно-натриевых вод; *4* — зона хлоридных вод

Миссури располагается выше поверхности земли, чем объясняется наличие в этой долине крупнейших фонтанов с напором до 150 *м* над поверхностью земли. Самоизливающиеся артезианские воды когда-то имели большое значение для развития городов и сельского хозяйства, но со временем напор их стал уменьшаться.

Обширный Висконсинский бассейн, располагающийся в моноклинально залегающих пластах (т. е. имеющий характер артезианского склона) находится к югу от области Великих озер, в штатах Висконсин и Иллинойс (рис. 140). В пределах бассейна имеется два водоносных горизонта: нижний — потсдамский, кембрийского возраста, и верхний, менее мощный, — сен-петерский, нижнесилурийского возраста. Водообильность этих горизонтов обусловлена обширной областью питания; особенно большую область питания имеет потсдамский горизонт.

В артезианском бассейне, расположенном на берегу Атлантического океана, в штате Виргиния, установлена гидрохимическая зональность подземных вод, весьма сходная с описанной выше зональностью вод Терско-Кумского бассейна (рис. 141).

Крупный артезианский бассейн имеется в Северной Африке, где получена прекрасная самоизливающаяся вода с глубины примерно 50 *м*. Область питания этого бассейна располагается на Атласских горах и на высотах Судана. Многие оазисы орошаются подземной водой, извлечение которой с помощью бурения производилось, повидимому, еще в далекой древности. Для этой цели в Северной Африке пробурены тысячи буровых скважин.

Глава 16

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Понятие о трещинных водах

Трещинными водами называются подземные воды, приуроченные к трещиноватым скальным породам, как изверженным, так и осадочным (песчаникам, кварцитам, туфам и т. п.). Эти воды перемещаются по системе сопряженных трещин — узких щелей различных размеров, образовавшихся в горных породах под воздействием тектонических, климатических и геоморфологических факторов. В одних случаях имеется едва заметная система плоскостей без видимого перемещения по ним, в других хорошо выражены перемещения. Трещинные воды сравнительно слабо воздействуют на стенки каналов. Но в процессе развития геологических структур изменяются и условия движения подземных вод; трещины часто заполняются кристаллами различных солей, рудными минералами или глинистым материалом. Анализируя характер выполнения трещин, а также характер контактов между боковыми породами, можно судить о составе природных растворов в прошлые времена (палеогидрогеология).

Зарубежные гидрогеологи указывают на отсутствие закономерности в распространении трещинных вод. Имеются даже попытки статистическим путем вычислить процент удачных скважин, заложенных для получения воды в трещиноватых породах. В частности, рекомендуется прекращать бурение в гранитах, если до глубины 60 *м* положительный результат не будет получен. В действительности, хотя бурение скважин на трещинные воды и связано с известным риском, такая установка неправильна. Можно привести множество примеров, когда вода была получена в гранитах и глубже 60 *м* (например, на Урале, на Украине). Правильно оценить условия распространения трещинных вод можно только на основании тщательных описаний, зарисовок и замеров трещин, а также опытных работ по изучению водопроницаемости и рациональной систематизации собранных данных о трещиноватости и подземных водах.

В связи с большим значением трещиноватости горных пород для решения задач, связанных с горным делом, водоснабжением, гидротехническим и курортно-санаторным строительством, в последнее время в СССР было проведено много интересных в методическом отношении работ (А. В. Пэк, А. А. Полканов,

Н. И. Толстихин, Д. И. Щеголев, Г. М. Ломизе, Н. И. Кригер, Е. Н. Пермяков и др.).

Современное учение о деформациях горных пород исходит из следующих положений: 1) между деформацией с разрывом сплошности и пластической деформацией (без видимого разрыва) нет резкой грани; 2) горные породы обычно неоднородны, вследствие чего отдельные системы трещин имеют различную ориентировку; 3) между мельчайшими текстурными особенностями пород и крупными тектоническими элементами имеется тесная связь.

Деформация твердой горной породы, т. е. изменение ее формы и размеров, вызывается напряжениями, возникающими в теле породы в результате приложенных усилий. Характер деформации горной породы (деформация пластическая или разрывная) зависит от физических свойств породы и от скорости деформирования.

Принятое в структурной геологии деление разрывных деформаций на трещины скалывания и трещины растяжения имеет большое значение в гидрогеологии. Трещины растяжения — открытые, они представляют собой более благоприятные пути для движения воды. Трещины скалывания обычно бывают закрытыми и имеют гидрогеологическое значение лишь в исключительных случаях.

Трещины скалывания, или срезывания, возникают в породе в результате сжатия. Основным признаком этих трещин является наличие по ним смещений, обычно прямолинейных; иногда эти смещения настолько незначительны, что их можно увидеть только под микроскопом. Поверхности стенок этих трещин — гладкие, со следами скольжения. В районах сложной тектоники обычно наблюдаются два или три преобладающих направления трещин. Трещины пересекаются под углом от 90 до 100°.

Трещины растяжения, или разрыва, возникают наряду с пластической деформацией или с трещинами скалывания; поверхность разрыва большей частью неровная.[1] Широкое распространение трещин разрыва объясняется тем, что сопротивление горных пород растяжению гораздо меньше, чем другим усилиям.

Трещины разрыва образуются при всяком изменении объема пород вследствие охлаждения, высыхания или местного уплотнения (например, в лавовых потоках). Эти трещины, открытые или заполненные жильными образованиями, часто встречаются в зонах сбросов и по простиранию редко достигают большой длины. В сводовых частях антиклиналей в пластах могут образовываться трещины разрыва, параллельные осям складок. При образовании складок развиваются сдвигающие усилия, которые ведут к возникновению системы диагональных трещин разрыва.

[1] Этот критерий применим только для неоднородных пород, так как в однородных породах трещины растяжения всегда прямолинейны и трудно отличимы от трещин скалывания.

При гидрогеологических исследованиях следует руководствоваться следующими основными положениями по сбору и систематизации материала по трещиноватости:

1. Трещины следует выделять по трем главным генетическим группам: а) трещины тектонические, связанные с формированием структуры, б) трещины литогенетические, связанные с формированием пород, и в) трещины выветривания, обусловленные процессами разрушения горных пород при размывании и выветривании. Каждая группа может быть разделена на подгруппы. Обычно встречаются сложные сочетания трещин всех трех групп.

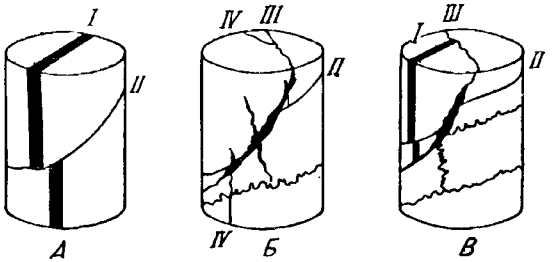


Рис. 142. Зарисовка кернов с тектоническими трещинами

А — пластовая передвижка *II* моложе поперечной трещины *I*; *Б* — диагональная деформация *III*, смещающая пластовую деформацию *II*; *В* — сложная последовательность поперечных *I*, пластовых *II*, диагональных *III* и продольных *IV* деформаций

Закономерности развития трещин определяются их происхождением и зависят от свойств и состава горных пород. Развитие тектонических трещин подчиняется общегеологическим условиям данной структуры. Эти трещины обычно очень хорошо ориентированы в пространстве, причем микротектоника, как правило, хорошо отражает макротектонику. При анализе литогенетических трещин необходимо оценивать природу сил сцепления и изменение их в процессе диагенеза. Развитие трещин выветривания зависит от климатических факторов, глубины эрозии, экспозиции склонов и вида горных пород. Их развитие предопределяется наличием тектонических и литогенетических трещин, но они значительно прихотливее и разбивают породы на отдельные блоки, превращая их в конце концов в дресву.

2. Анализ трещиноватости может преследовать различные цели в зависимости от степени детальности гидрогеологических исследований:

а) при общем исследовании требуется оценка структуры с выделением водообильных зон и участков;

б) при детальном изучении необходимо статистическое изучение трещиноватости с выделением количества и характера трещин различных систем;

в) при оценке водоносности отдельного участка определяется «удельная трещиноватость» (количество трещин на 1 $м^2$) и на основе опытных нагнетаний в скважины вычисляется объем трещин.

3. Зарисовку трещин и деформаций с тщательным замером трещин различных систем (в трех измерениях) следует по возможности производить на месте, одновременно учитывая их количество. При систематизации материала рекомендуется производить графическую обработку его и составлять розы трещин, диаграммы полюсов трещин и т. п. Материал, собранный при изучении деформаций пород по обнажениям, должен быть сопоставлен с данными анализов керна из буровых скважин. Необходимо тщательно следить за изменением положения трещин в различных частях структур.

В качестве примера приводим зарисовку кернов пород из буровых скважин (рис. 142). На рисунке хорошо виден характер и относительный возраст трещин различных систем. По открытым поперечным (к простиранию слоев)

трещинам разрыва наблюдается выделение минералов ранней генерации (показанных черной окраской). Кроме того, в керне видны: перемещения отдельных слоев по плоскостям напластования *II*; наиболее молодые диагональные трещины *III*, смещающие как пластовые, так и поперечные разрывы и местами также заполненные минералами более молодой генерации, и продольные трещины *IV*.

Водоносность трещиноватых пород

Подземные воды, распределяясь по трещинам горных пород, образуют водоносные горизонты и зоны, форма которых определяется типом трещиноватости. Отчетливо выделяются воды, приуроченные к тектоническим трещинам, к трещинам коры выветривания и литогенетическим.

В условиях развития тектонической трещиноватости, особенно при наличии сложных деформаций с разрывами, расположение водообильных зон подчиняется тектоническим закономерностям, и ориентировка их зависит от типа геологических структур. Обычно в подобных районах имеется сложная сеть трещин, изучение которой требует большого внимания.

В гранитных массивах или массивах, сложенных метаморфическими породами, покрытыми осадочными свитами, большое значение для подземных вод имеют хорошо выдержанные системы поперечных деформаций.

В складчатых районах водообильные зоны вытянуты по осям перегибов антиклиналей, но наибольшее значение имеют крупные молодые диагональные трещины и разрывы.

Наконец, в условиях надвиговых структур плоскости надвигов, ориентированные перпендикулярно давлению, часто бывают закрытыми и обычно играют роль барражей, преграждая доступ воде. Водообильная же зона располагается вблизи этих плоскостей, по более крутым поперечным и диагональным трещинам. В Копет-Даге П. И. Калугиным отмечены крупные диагональные разрывы; здесь хорошо выражена Копет-Дагская термальная зона, приуроченная к сбросовым деформациям вдоль подошвы Копет-Дага. С этой зоной связан ряд восходящих источников.

Литогенетические трещины, развивающиеся в пределах всей толщи пород, благоприятствуют образованию потоков и бассейнов грунтовых вод. Наиболее мощные грунтовые потоки формируются в областях развития четвертичных лав. Трещиноватые лавы, часто подстилаемые брекчиями и галечниками, обычно выполняют неровности древнего рельефа. В результате этого в погребенных долинах, на контакте водоупорных коренных пород и лав создаются грунтовые потоки, которые появляются на дневной поверхности в местах глубокой эрозии в виде мощных источников (рис. 143). В Грузии и Армении такие источники широко используются для водоснабжения.

Литогенетические трещины обусловливают также водоносность артезианских бассейнов платформенных областей. А. С. Но-

викова (1951), изучая трещиноватость осадочных пород восточной части Русской платформы, пришла к выводу о том, что широко развитые здесь трещины образовались в процессах диагенеза и уплотнения пород, причем частота трещин зависит главным образом от мощности пород. В горизонтальных слоях выделяются три группы трещин: 1) трещины, перпендикулярные слоистости, наиболее характерные для известняков и доломитов;

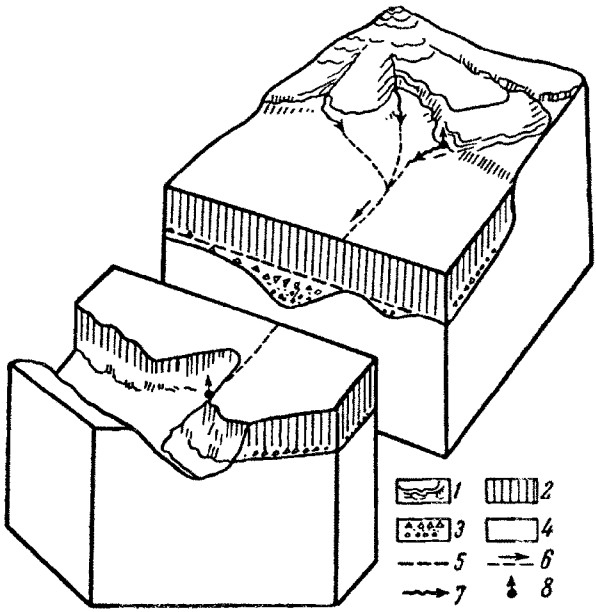


Рис. 143. Подземные воды в лавовых потоках

1 — молодые лавовые излияния; *2* — более древние трещиноватые лавы; *3* — лавовые брекчии и аллювиальные галечники, погребенные под лавовым покровом; *4* — коренные водоупорные породы; *5* — уровень воды; *6* — направление движения воды в подлавовых потоках грунтовых вод; *7* — места поглощения поверхностных водотоков; *8* — крупные источники по краям лавовых потоков

2) трещины, располагающие под углом к слоистости, обычно наблюдаемые в песчаниках; 3) трещины сложного рисунка, характерные для глин, опок и мергелей.

В дислоцированных слоях наблюдаются, кроме того, трещины, не связанные с отдельными пластами. Они пересекают слои различного состава и твердости и преломляются на границах раздела между слоями. Обычно они выполнены кварцем, баритом и т. п. Во многих трещинах на поверхности стенок наблюдаются штрихи, борозды и зеркала скольжения. Расстояния между трещинами не имеют видимой связи ни с мощностью, ни с составом пород. Эти трещины, имеющие подчиненное значение, А. С. Новикова называет «трещинами локального рас-

пространения» и считает их дополнительными к трещинам, образовавшимся в процессе диагенеза и уплотнения пород.

Трещины выветривания возникают главным образом под влиянием температурного режима поверхностных слоев земли. Они очень прихотливы, имеют самые разнообразные размеры и часто бывают заполнены глинистым материалом. Разновидностью трещин выветривания являются трещины скола, образующиеся в процессе формирования речных долин и обычно параллельные простиранию косогоров; эти трещины способствуют развитию оползней и обвалов.

Температурные условия — нагревание и охлаждение горных пород — передаются с поверхности в глубину и в стороны по трещинам. Особенно интенсивное разрушение пород вызывается чередованием замерзания и оттаивания в них воды. Воздействие температурных факторов на горные породы распространяется вглубь по определенным законам (зоны суточных, годовых, многолетних и вековых колебаний), из которых следует, что зона наибольшей трещиноватости, а, следовательно, и обводненности, должна распространяться до глубины 2—3 *м*; далее, до глубины 20—30 *м* располагается зона меньшей трещиноватости; глубже количество трещин и обводненность пород уменьшаются еще более. В условиях Казахстана и Забайкалья, отличающихся крайней резкостью климата и огромными амплитудами колебаний температуры, выветривание должно распространяться на бо́льшие глубины.

По мнению Н. И. Толстихина, большая глубина коры выветривания подтверждается характером распределения окисленных руд, которые встречаются во многих месторождениях Забайкалья на глубине до 100 *м*, а в некоторых случаях, особенно в карбонатных породах, и на глубине свыше 200 *м*. Более сильному разрушению подвергаются склоны гор, обращенные к югу, вследствие чего кора выветривания развивается на горных массивах асимметрично.

Развитие глинистого делювиального шлейфа прекращает доступ в трещины атмосферных осадков и сокращает площадь области питания. В то же время в результате глинизации трещин подошвы массива происходит естественный подпор, накопление воды, повышение уровня воды в трещинах.

Обнажение свежих участков трещиноватых пород, особенно в случае глубокого разрыва, вызывает дренаж трещинных вод и общее понижение уровня. Размывание массивов скальных пород поверхностными водами сопровождается уничтожением коры выветривания, представляющей с точки зрения водоносности особый интерес. Нивелирование рельефа при трансгрессии моря приводит к смыву коры выветривания и уничтожению верхней, наиболее трещиноватой и водообильной зоны.

В Забайкалье, в зависимости от рельефа, намечается следующая схема водоносности трещиноватых пород (рис 144):

I. Зона интенсивной трещиноватости на водоразделе (зона аэрации); циркуляция вод интенсивная, инфильтрация значительная. Большинство трещин временно водоносны.

II. Зона постоянно циркулирующих вод, с ослабленной трещиноватостью пород в центральной части массива и повышенной вблизи склонов, особенно на южной стороне.

III. Зона вод замедленной циркуляции с пониженной трещиноватостью пород.

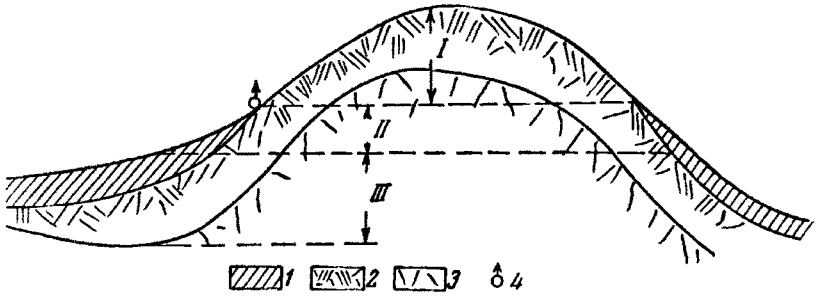


Рис. 144. Схема водоносности трещиноватых пород в условиях Забайкалья (по Н. И. Толстихину)

I — зона аэрации; *II* — зона постоянно циркулирующих вод; *III* — зона вод замедленной циркуляции; *1* — делювий; *2* — коренные породы с интенсивной трещиноватостью; *3* — коренные породы с ослабленной трещиноватостью; *4* — источник

Условия питания подземных вод, развитых в трещиноватых породах, зависят в основном от рельефа, характера покровных образований и количества выпадающих осадков. Наибольшее количество открытых трещин приурочено к более крутым склонам, где под влиянием силы тяжести продукты физического и химического выветривания перемещаются вниз. Здесь при большом уклоне зеркала грунтовых вод происходит лучшее вымывание обломочного материала. На холмистых обнаженных водоразделах по трещинам легко может происходить инфильтрация. Наибольшее значение инфильтрация приобретает на более пологой нижней части склонов, перекрытых с поверхности грубообломочным материалом.

Движение подземных вод в трещиноватых породах

Условия распространения и движения подземных вод в трещиноватых породах изучены еще недостаточно; это объясняется тем, что трещины в горных породах имеют весьма разнообразный характер, а воспроизвести природные условия в лабораторной обстановке весьма трудно. Местами трещины представляют собой большие каналы, в которых происходит турбулентное движение воды; в других случаях они выражены системой тесно связанных между собой узких щелей, часто заполненных продуктами разрушения горных пород, и перемещение воды в них подчиняется законам ламинарного движения.

Однако последние исследования показали, что для расчетов движения подземных вод в трещиноватых горных породах можно применять законы ламинарного движения, так как вследствие сочетания крупных каналов с небольшими канальцами в естественных условиях (даже в частично закарстованных породах) создается весьма замедленная фильтрация воды. Отклонения от общей закономерности наблюдаются только на отдельных участках.

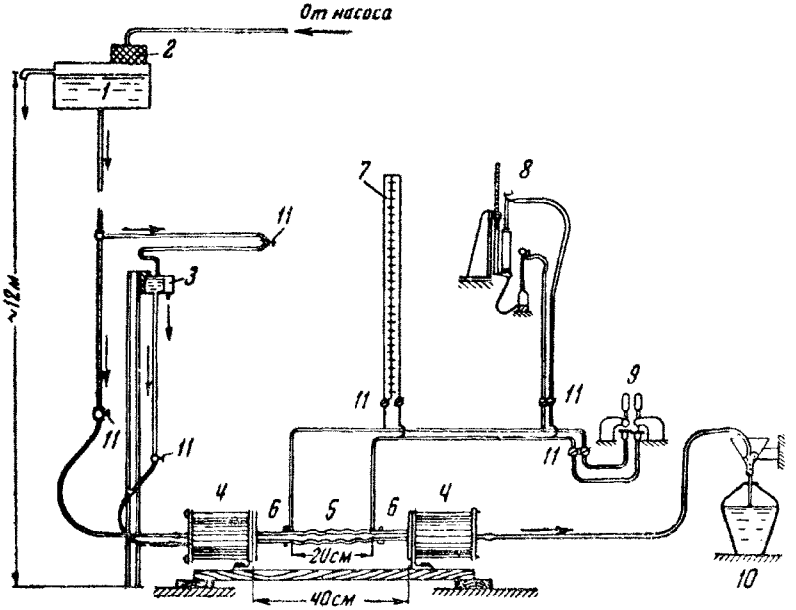


Рис. 145. Общая схема установки для исследования движения потока в щели (по Г. М. Ломизе)

1 — напорный резервуар; *2* — фильтр для очистки воды; *3* — регулирующий бак для работы на малых градиентах; *4* — резервуары для подачи и приема воды из щели; *5* — модель щели; *6* — отводы; *7* — водяные пьезометры; *8* — ртутный манометр; *9* — микрометры для замера весьма малых градиентов; *10* — мерный сосуд; *11*—вентили

Г. М. Ломизе (1951) с помощью специальных установок осуществил опыты по движению воды в щелях и сопоставил закономерности движения воды в трещиноватых и пористых породах. Опыты состояли в пропускании воды с различным, постепенно увеличивающимся расходом через лотки с гладкими и шероховатыми щелями и в замерах потерь напора в пределах длины щели между двумя отводами (рис. 145).

Модель щели была образована двумя параллельными стеклами, между которыми помещалась прокладка для регулирования ширины раскрытия. В некоторых случаях применялись модели с шероховатыми стенками (на стекло с помощью пихтового бальзама наклеивались однородные песчинки). Для измерения напора, потерянного на сопротивление движению, от щели отводились пьезометры. Модель щели устанавливалась между двумя

цилиндрическими стеклянными резервуарами, служившими для подачи воды в щель и приема ее после прохождения щели, и соединялась с прорезями в их днищах с помощью отводов. Кроме пьезометров, для замера напоров использовался дифференциальный ртутный манометр. Все измерительные установки были снабжены вентилями для переключения от пьезометров к манометру.

В результате проведенных экспериментальных исследований были установлены значения критического градиента, при которых происходит переход от ламинарного режима к турбулентному.

В дальнейшем была установлена зависимость режима фильтрации в трещиноватых породах от геометрических размеров трещин при данной шероховатости и от действующего градиента давления. Опытные работы, проведенные Г. М. Ломизе совместно с В. М. Насбергом, показали, что в общей системе пересекающихся узких и широких трещин движение воды происходит весьма медленно; поэтому расчеты водопритока можно производить по законам ламинарного режима, хотя, рассматривая отдельные участки, можно наблюдать в узких щелях ламинарное движение воды, а в широких — турбулентное.

Проведенные опыты по движению воды в шероховатых щелях, дополненные опытами по фильтрации в однородной зернистой среде, привели исследователей к заключению, что фильтрацию в трещинах и фильтрацию в зернистой среде следует рассматривать как процессы, имеющие много общих черт.

Опыты, выполненные на различных моделях трещиноватой и зернистой среды, показали, что и в той, и в другой возможны три типа гидродинамического сопротивления движению: 1) сопротивление пропорционально первой степени скорости; 2) сопротивление пропорционально второй степени скорости и 3) сопротивление равно сумме двух членов, пропорциональных, соответственно, первой и второй степени скорости. В зависимости от характера трещиноватости и напорного градиента, в каждом конкретном случае фильтрация или будет подчиняться одному из указанных законов сопротивления, или же они могут действовать одновременно на различных участках исследуемого фильтрационного поля. При трещиноватости с относительно большей шероховатостью и более неправильной формы движение воды в трещинах близко к фильтрации в зернистой среде, и переход от ламинарного движения к турбулентному отличается плавностью. В более гладких щелях наблюдается более резкий переход от линейного закона сопротивления к квадратичному.

И. Ф. Володько на основании опытов по фильтрации установил зависимость характера движения воды от скорости движения и ширины трещин. Оказалось, что в глинистых сланцах, для которых характерны трещины шириной 0,001—0,01 *см*, турбулентное движение не может возникнуть; в известняках и гранитах, обычно разбитых трещинами шириной 0,1—0,5 *см*, оно возможно только при скоростях около 10 *см/сек;* в карстовых

каналах шириной 10—20 *см* турбулентное движение может наступить при скоростях около 0,01 *см/сек* (табл. 44).

Таблица 44

Ширина (просвет) трещин в *см*	Скорость движения воды в *см/сек*					
	0,001	0,01	0,1	1,0	10,0	100,0
0,001—0,01	—	—	—	—	—	—
0,1—0,3	—	—	—	—	—	+
Около 0,5	—	—	—	—	+	+
» 3,0	—	—	—	+	+	+
» 5,0	—	—	+	+	+	+
10—20	—	+	+	+	+	+

Примечание. Чертой отмечены скорости, при которых в щелях данного размера не может быть турбулентного движения, а крестиками — скорости, при которых движение переходит в турбулентное.

Классификация трещинных вод

Общепринятой классификации трещинных вод не существует, однако имеются попытки разработать такую классификацию. Большинство гидрогеологов выделяют среди трещинных вод «собственно трещинные» воды, связанные с массивами изверженных пород, и «трещинно-пластовые» или «пластово-трещинные» воды осадочных толщ. Выделяются и промежуточные типы «карстово-трещинных» и даже «карстово-жильных» вод в тех случаях, когда растворяющая способность вод велика и вместо водоносной системы, состоящей из мелких сообщающихся между собой щелей, возникают отдельные каналы крупных размеров.

В 1941 г. классификация подземных вод, приуроченных к трещиноватым горным породам, была предложена А. С. Храмушевым. В основу гидрогеологической классификации трещиноватости А. С. Храмушев положил хорологический признак, т. е. распространение трещин в горизонтальном и вертикальном направлениях.

В зависимости от условий распространения в горизонтальном направлении автор выделяет два класса трещиноватости: 1) региональную трещиноватость и 2) локальную трещиноватость. К первому классу относятся трещины, образование которых связано с происхождением самой породы и последующими диагенетическими процессами, а также тектонические трещины. К классу локальной трещиноватости принадлежат трещины дизъюнктивных нарушений (сбросы, сдвиги). Последние, как правило, характеризуются значительно большей шириной (про-

светом) и большей водообильностью по сравнению с трещинами первого класса.

Каждый класс подразделяется на типы (секущая, пластовая, поверхностная трещиноватость), имеющие свои обозначения.

Класс региональной трещиноватости:
- Секущая трещиноватость . . . . . R^1
- Пластовая трещиноватость и трещиноватость массивов . . . R^2
- Поверхностная трещиноватость . . . . . R^3

Класс локальной трещиноватости:
- Секущая трещиноватость . . . . . L^1
- Пластовая трещиноватость и трещиноватость массивов . . . L^2
- Поверхностная трещиноватость . . . . . L^3

Секущая трещиноватость не связана с определенной породой. Пластовая трещиноватость всегда приурочена к породе определенного петрографического состава. Поверхностная трещиноватость развита в зоне выветривания.

Для обозначения трещиноватости А. С. Храмушев предложил систему формул, которые отражают количество трещин, приходящихся на 1 $м^2$ поверхности породы, и их наклон. В этих формулах выше черты показываются трещины с углом падения от 30 до 90°, а ниже черты — с углом падения от 0 до 30°. Например, формула

$$\frac{0.5}{10} R^2$$

означает, что региональные пластовые трещины представлены в количестве: крутые — 1 трещина на 2 $м^2$, и пологие — 10 трещин на 1 $м^2$.

Классификация трещинных подземных вод по А. С. Храмушеву приводится в табл. 45.

Таблица 45

Классификация подземных вод и трещиноватости горных пород (по А. С. Храмушеву)

Класс трещиноватости	Индекс	Типы подземных вод	Формула типа вод	Генезис трещин
Региональная трещиноватость	R^1	1. Трещинные	R^1	
		2. Трещинно-пластовые	$R^1 (R^2)$	Тектонические
	R^2	3. Пластово-трещинные	R^2	Диагенетические
		4. Пластово-карстовые	$R^{2к}$	Связанные с растворением пород
	R^3	5. Трещинно-грунтовые:		Выветривания
		а) в породах недислоцированных	$R^3 (R^2)$	
		б) в породах дислоцированных	$R^3 (R^1, R^2)$	

Продолжение

Класс трещиноватости	Индекс	Типы подземных вод	Формула типа вод	Генезис трещин
Локальная трещиноватость	L^1	6. Жильные	L^1	Связанные со сбросами и сдвигами
	L^2	7. Карстово-жильные:		Связанные с растворением пород
		а) развитые вдоль речных долин и контактов	$L^2(R^2)$ $L^2(R^1, R^2)$	
		б) развитые вдоль зон тектонических разрывов	$L^2(L^1)$	
	L^3	8. Трещинно-грунтовые	L^3	Выветривания (в оползневых участках, откосах и др.)

Опытные нагнетания при изучении трещиноватых пород

Наиболее надежным методом изучения трещиноватых пород являются наблюдения в горных выработках. Однако для исследования трещиноватости пород в основании плотин этот метод неудобен, так как проходка выработок ниже уровня реки сопряжена с значительным водоотливом.

Хорошие результаты при изучении трещиноватости дает метод опытных нагнетений воды в буровые скважины, сочетаемый с тщательным изучением кернов. В практике гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий метод опытных нагнетаний получил широкое применение при решении следующих задач:

1) установление водопроницаемости трещиноватых скальных пород и необходимости цементации скального основания под сооружением;

2) проверка качества цементации скальных пород;

3) массовое опробование трещиноватых пород при выборе оснований проектируемых сооружений.

Метод опытных нагнетаний заключается в том, что в скважине с помощью специальных тампонов последовательно выделяются отдельные, изолированные интервалы разреза, в которые нагнетается вода при различных напорах. Величина поглощения воды в *л/мин*, приведенная к напору, равному 1 *м*, и длине испытуемого интервала 1 *м*, называется удельным водопоглощением и определяется по формуле:

$$q = \frac{Q}{l_0 \cdot H_0},$$

где q — удельное водопоглощение;
Q — количество воды, поглощенной при опытном нагнетании;
l_0 — длина испытуемого интервала;
H_0 — напор над статическим уровнем воды в скважине.

Глава 17

КАРСТОВЫЕ ВОДЫ

Понятие о карсте и карстовых водах

Карст — геологическое явление, связанное с воздействием движущейся воды на определенные типы горных пород: известняки, доломиты, гипсы, соли, и приводящее к их постепенному растворению и разрушению. В результате взаимодействия воды с указанными породами образуется сложная система подземных полостей, пещер, каналов и возникают весьма характерные формы рельефа: воронки, провалы, слепые долины, исчезающие реки и т. п. Таким образом, карст развивается вследствие неравномерно протекающего (главным образом под поверхностью земли) своеобразного денудационного процесса.

Слово «карст» происходит от наименования известнякового плато в северо-западной части Динарских гор, в пограничной зоне Югославии и Италии, вблизи берегов Адриатического моря. Но этот термин применяется и к другим растворимым породам, хотя, в зависимости от состава горных пород, морфологические черты карста несколько отличаются. Наиболее сложное сочетание поверхностных и подземных форм карста наблюдается в известняковых породах (карбонатный карст). При наличии залежей гипса создаются подземные каналы, отражающие формы залежей (гипсовый карст). Наконец, в случае соляных месторождений возникают характерные провальные воронки и озера (соляной карст).

Карстовыми водами следует называть подземные воды трещин, каналов и каверн, созданных, расширенных и продолжающих расширяться главным образом в результате агрессивного воздействия вод на растворимые горные породы.

В основном процесс разрушения горных пород карстовыми водами является химическим, но при развитии крупных каналов и полостей местами происходит и механический вынос частиц и обломков пород.

По подсчетам Г. А. Максимовича, обнаженные и погребенные карбонатные породы занимают около 40% территории СССР, а в пределах всей суши площадь их распространения равна приблизительно 40 млн. *км*^{2}; гипсы и ангидриты занимают 7 млн. *км*^{2}, соленосные породы — до 4 млн. *км*^{2}. Таким образом, в литосфере растворимые породы занимают достаточно большое место, и усло-

вия для развития карста имелись и имеются в пределах почти всей осадочной оболочки земной коры.

Изучение гидрогеологии карстовых районов имеет большое практическое значение. Например, выбор источника водоснабжения и установление зоны охраны в карстовом районе требует точного знания условий питания и выхода воды, а также его режима. Известны случаи, когда в карстовых районах рекомендовались для использования источники, почти иссякающие в засушливый период. Вместе с тем имеется много крупных, довольно постоянных карстовых источников, используемых для водоснабжения городов. Не менее важно знание гидрогеологии карстовых районов при горных работах, так как карстовые воды могут дать катастрофические прорывы в горные выработки. При гидротехническом строительстве в карстовых районах изучение гидрогеологии позволяет дать прогноз изменения режима подземных вод и обеспечить устойчивость сооружения.

А. Ф. Якушева (1950) отмечает, что основной опасностью для гидротехнических сооружений является не сам процесс растворения известняков, протекающий очень медленно, а наличие уже ранее созданных погребенных форм и вынос рыхлого материала, заполняющего полости карста.

В зарубежной практике известны случаи недооценки важности гидрогеологического изучения карста, в результате чего после устройства плотины водохранилище оставалось почти без воды. Но советские инженеры доказали возможность крупного гидротехнического строительства на участках закарстованных массивов (например, в бассейнах Белой и Уфы в Башкирии и на Каховской ГЭС на Днепре) при условии проведения детальных инженерно-геологических изысканий и некоторых технических мероприятий.

Условия развития карста

Карст развивается в растворимых породах при циркуляции в них воды, обладающей агрессивными свойствами и имеющей достаточную скорость движения. Интенсивность процесса карстообразования зависит от типа пород и степени их трещиноватости, от особенностей геологической истории, климатических условий и природной динамики подземных вод. В связи с тем, что движение вод суши определяется положением областей питания и стока, изменения в интенсивности процесса карстообразования зависят от колебательных движений земной поверхности. Поднятия суши приводят к развитию стока, который в условиях растворимых пород вызывает карстообразование; погружения приводят к затуханию карстовых процессов и выполнению полостей теми или иными образованиями.

Д. С. Соколов, обращая внимание на значение геологической истории в развитии карста, указывает на пониженную закарстованность пород на дне воздымающихся участков долин по сравне-

нию с участками, не испытавшими поднятий. На последних в сфере воздействия воды в течение длительного срока находятся одни и те же слои карстующихся пород, в результате чего здесь развиваются крупные карстовые полости. Что же касается воздымающихся участков, то здесь в результате поднятий в сферу воздействия воды вовлекаются все новые и новые слои, и, так как скорость эрозии значительно больше скорости выщелачивания, на этих участках наблюдается резкое отставание карста от развития эрозионного процесса. Но в общем случае между эрозионными и карстовыми процессами существует тесная взаимосвязь, и их нельзя рассматривать отдельно.

Ярким примером неравномерного развития карста вследствие особенностей геологической истории является Горный Крым, в центральной части которого карстовые явления в юрских известняках развиты чрезвычайно интенсивно, а в северном крыле антиклинали, в датских и третичных известняках — весьма слабо.

Образование карстовых форм протекает следующим образом. Вначале по трещинам горных пород образуются зачаточные формы карста — карры и карровые поля, представляющие собой причудливые бороздообразные углубления на поверхности карстующихся пород. На отдельных участках, например, в местах сопряжения трещин различных направлений, процесс разъедания пород (коррозия) усиливается, в результате чего на поверхности образуются воронки блюдцеобразной формы (рис. 146). Соединение нескольких воронок дает более зрелую карстовую форму — увал. При развитии процесса коррозии в глубину возникает естественный колодец, который при дальнейшем росте может перейти в естественную шахту (вертикальную пещеру).

При закупорке воронок и колодцев нерастворимыми продуктами выветривания в них может скопляться снег и застанваться вода. Расширение трещин в известняках приводит к образованию вертикальных и горизонтальных каналов, входные отверстия которых получили название понор. Последние обычно поглощают поверхностную воду, но в некоторые периоды могут выводить на поверхность подземную воду. Развиваясь, подземные полости и каналы превращаются в разнообразные пещеры и гроты, в которых часто наблюдаются живописные натеки-столбы, так называемые сталактиты и сталагмиты.

Местами может создаваться сложная система запутанных многоярусных пещер. Примером этого служит Кунгурская ледяная пещера, являющаяся одним из наиболее интересных проявлений гипсового карста на территории СССР. Эта пещера расположена на правом берегу Сылвы, притока Камы, около с. Филипповского (в окрестностях Кунгура, Молотовской области), и приурочена к гипсоносным отложениям кунгурского яруса пермской системы. Она представляет собой сложный лабиринт ветвящихся галерей, которые местами расширяются, образуя более 50 гротов, и соединяются между собой узкими проходами (рис. 147). Общая протяженность галерей Кунгурской пещеры — около 4,6 *км*.

Наиболее красивым гротом с ледяными сталактитами и сталагмитами является «Бриллиантовый грот». Из некоторых гротов к поверхности земли проходят вертикальные каналы, которые называют «органными трубами». Эти каналы, а также специально пробуренные скважины позволили Г. А. Максимовичу установить, что Кунгурская пещера представляет собой



Рис. 146. Карстовая воронка на известковом плато в окрестностях Кисловодска

сложное сооружение из четырех этажей. Этажи пещеры отражают стадии углубления карстовых вод и соответствуют основаниям эрозионных ступеней долины Сылвы. В пещере имеется 36 озер, причем уровень их расположения выше уровня Сылвы, но они имеют с рекой гидравлическую связь. В период весеннего снеготаяния, когда уровень Сылвы резко поднимается, повышается также уровень воды и площадь озер. Передняя часть пещеры холодная и в ней круглый год сохраняется лед, но большая часть ее теплая, с характерной температурой около 5—6°.

При снижении общего уровня закарстованного массива происходит вскрытие подземных карстовых форм и образование провальных воронок. На дне этих воронок нередко наблюдаются озера, иногда временно исчезающие. Дальнейшая неравномерная денудация массивов карбонатных пород приводит к возникновению крупных форм карстового рельефа — так называемых р в о в, представляющих собой вытянутые по простиранию понижения, в пределах которых образуются отдельные, более мелкие карстовые формы. Слияние отрицательных элементов карстового рельефа приводит к формированию еще более крупных форм карста — п о л ь е в.

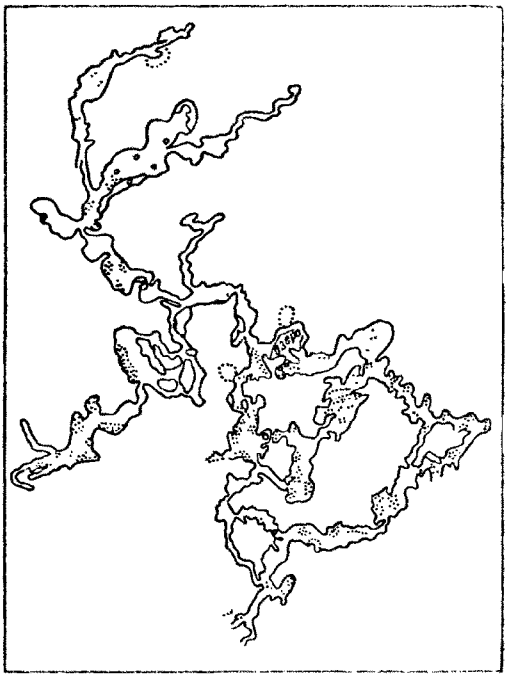


Рис. 147. Схематический план Кунгурской ледяной пещеры

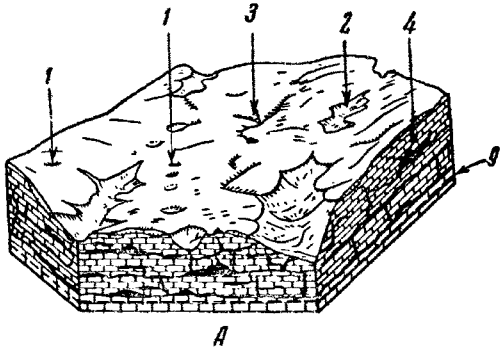
Большую роль в развитии тех или иных форм карста играют условия залегания слоев (рис. 148).

В случае горизонтального положения пластов морфология карстовых образований характеризуется развитием по направлениям доминирующей трещиноватости воронок, колодцев и других более или менее симметричных форм. Движение подземных вод преимущественно горизонтальное, даже на небольшой глубине от поверхности.

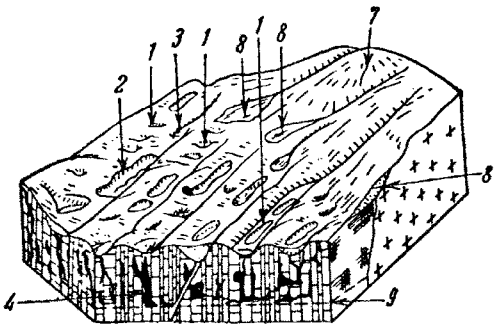
При вертикальном залегании на поверхности земли обнажены пласты, относящиеся к воздействию вод неодинаково, и карстовый процесс локализуется по линиям выхода наиболее легко растворимых пород. Вода при этом легче проникает в глубину, создавая воронки и рвы, вытянутые по простиранию слоев.

В случае наклонного залегания слоев вода создает те же формы, что и в предыдущем случае, но большинство из них имеет асимметричный характер. Движение воды происходит по различным направлениям, вследствие чего интенсивность процессов — наибольшая.

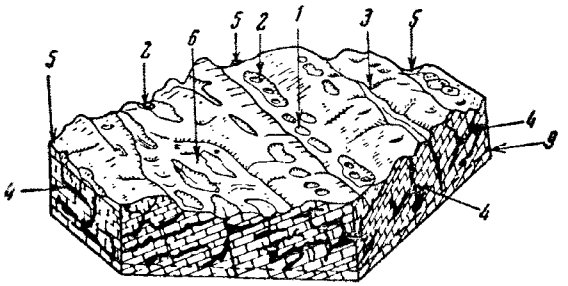
Однако, придавая большое значение условиям залегания горных пород, нужно в то же время иметь в виду, что во всех случаях



А



Б



В

Рис. 148. Развитие карста в известняках при различном залегании слоев (по Н. И. Николаеву)

А — горизонтальное залегание; *Б* — вертикальное залегание; *В* — наклонное залегание. *1* — воронки; *2* — увалы; *3* — слепые овраги и долины, *4* — пещеры; *5* — рвы; *6* — поле; *7* — эрозионный рельеф на участке некарстующихся пород; *8* — конусы выноса; *9* — уровень грунтовых вод

развитие карстовых явлений определяется расположением областей питания и стока, уровнем подземных вод, направлением их движения и общей глубиной эрозионного вреза. Кроме главного базиса эрозии (карстообразования), приуроченного к наиболее низкой крупной дрене, в отдельных долинах создаются местные базисы.

Движение воды в карстовых массивах

Движение подземных вод в карстовых массивах происходит по очень сложным путям. Изучение карстовых вод представляет одну из наиболее интересных и сложных задач гидрогеологии.

Ранее главное внимание исследователей привлекали формы проявления карста: гроты, пещеры и т. п. Условия движения воды в области карста были изучены слабо. Это объяснялось общим низким уровнем науки о подземных водах и большой сложностью подземных каналов в карстовых районах.

Наибольший интерес вызывали две особенности карста: быстрое поглощение поверхностных вод и наличие концентрированных подземных водотоков (подземные реки). Многие даже считали, что настоящий карст имеется только там, где вся гидрографическая сеть подземная. Выходы таких водотоков на поверхность получили наименование «воклюз». При огромном дебите, некоторые из источников этого типа отличаются большими колебаниями режима: в периоды выпадения осадков дебит их резко возрастает, в периоды засухи они полностью перестают изливаться («голодные источники»).

В результате обследования пещер, подземных рек и источников ряд исследователей (Е. Мартель, Ф. Катцер и др.) пришли к выводу о том, что в карсте существуют лишь отдельные изолированные водотоки. В противовес этим представлениям в начале XX столетия появилась теория А. Грунда, который, считал, что, кроме непостоянных водотоков, в карсте существует сплошной горизонт грунтовых вод, сообщающийся по трещинам и кавернам.

Исключительное значение в изучении карста имели работы русского ученого А. А. Крубера. В своей классической монографии, посвященной карсту Крыма (1915), он подвел итоги ранее проведенных исследований, систематизировал результаты личных наблюдений и вскрыл многие важные закономерности развития карста. Им было установлено, что в карсте существует как бы два этажа: верхний, в котором происходит вертикальное просачивание вод и движение вод по отдельным, наиболее разработанным водотокам, и нижний, в виде сплошного водоносного горизонта. Между этими этажами существует промежуточная зона, увлажняющаяся лишь временами. Воды верхнего этажа, получающие питание от атмосферных осадков и поверхностных вод, часто устремляются вниз и соединяются с грунтовыми водами нижнего этажа, а частично направляются в стороны, где питают ряд источников, постоянных или перемежающихся. В отдельных пунк-

тах можно наблюдать постоянные источники, питающиеся водами нижнего этажа.

Очень много нового в гидрогеологию карста внесено исследованиями, проведенными на территории СССР В. А. Варсанофьевой, И. С. Щукиным, И. К. Зайцевым, Н. А. Гвоздецким, Д. С. Соколовым, Д. В. Рыжиковым, В. А. Апродовым, А. Ф. Якушевой и др. В 1933 г. впервые была созвана специальная конференция по карсту, посвященная изучению этого явления в Кизеловском бассейне. В 1947 г. в Молотове состоялась научная карстовая конференция, на которой вопросы карста были выделены в особую ветвь географической науки — к а р с т о в е д е н и е.

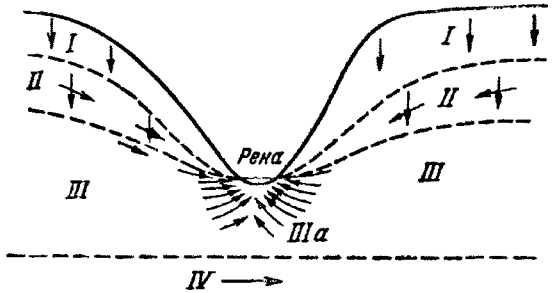


Рис. 149. Схема движения карстовых вод (по Д. С. Соколову)

I — зона аэрации; *II* — зона сезонных колебаний уровня подземных вод; *III* — зона полного насыщения в сфере дренирующего воздействия долины; (*IIIa* — сфера разгрузки подземных вод на дне долины); *IV* — зона глубокой циркуляции подземных вод. Стрелки показывают направление движения воды

Д. С. Соколов предлагает выделять в карстовых районах четыре вертикальные зоны, различные по условиям движения подземных вод (рис. 149).

I. Зона аэрации, в которой происходит движение инфильтрационных и инфлюационных вод по трещинам (реже по порам) и карстовым каналам, преимущественно в вертикальном направлении.

II. Зона сезонных колебаний уровня подземных вод, с периодической сменой горизонтального и вертикального движения подземных вод.

III. Зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия гидрографической сети, с движением подземных вод в сторону речных долин.

IV. Зона глубокой циркуляции, где движение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия гидрографической сети.

Следует отметить, что последняя зона может быть выделена только условно, для данной долины, так как движение вод в этой зоне направлено в сторону более глубокой соседней долины, т. е. так или иначе связано с гидрографической сетью и общим базисом стока.

И. К. Зайцев в разрезе карстового массива ниже зоны горизонтальной циркуляции (повидимому, отвечающей II зоне Соколова) выделяет зоны «сифонной циркуляции» и «пассивных каналов», в которых движение вод происходит по каналам очень сложной формы, целиком заполненным водой.

В настоящее время можно считать установленным, что карстовые массивы обычно представляют собой единую водоносную систему с затухающими на глубине каналами. В районах сложнодислоцированных карбонатных пород движение воды происходит не только по карстовым каналам, но и по тектоническим трещинам и разломам, благодаря чему в карстовых массивах можно встретить воды артезианского типа (рис. 150).

Наиболее характерным примером карста, развивавшегося в результате воздействия восходящих артезианских вод на карбонатные породы, является озеро Цёрик-Кель в окрестностях Нальчика (Северный Кавказ). Это озеро имеет небольшие размеры, но большую глубину, и представляет собой выход подземной воды с огромным дебитом и постоянной температурой 9,3°. По данным И. Г. Кузнецова, несмотря на то, что вода этого озера имеет низкую минерализацию, общий вынос водой солей соответствует 35—50 $м^3$ выщелоченной горной породы (известняка) в сутки.

Такие бассейнообразные выходы воды известны и в других карстовых районах.

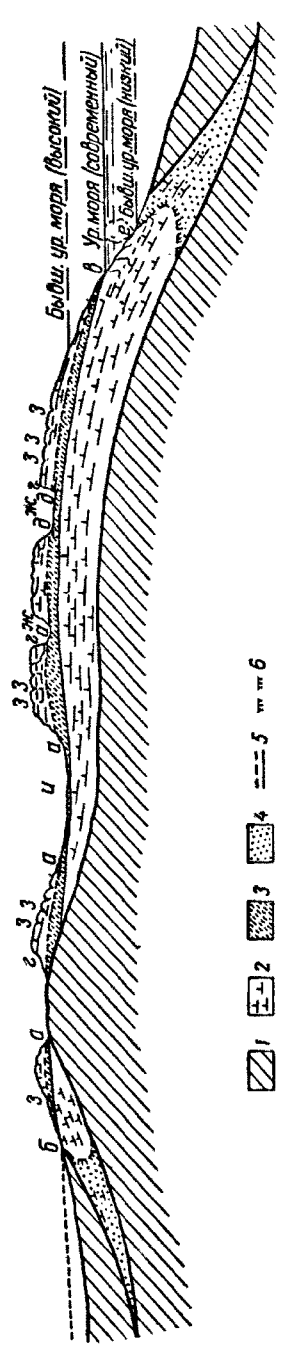


Рис. 150. Схема гидрогеологии карстового массива

1 — водоупорные толщи; *2* — водоносные закарстованные известняки, разбитые трещинами, с кавернами и пещерами; *3* — зона периодического увлажнения; *4* — воды с повышенной минерализацией; *5* — уровни вод; *6* — граница между минеральными и пресными водами, *а* — временно функционирующие источники зоны аэрации карстового массива; *б* — постоянно функционирующий источник у подошвы карстового массива (типа Аян в Крыму; *в* — постоянно функционирующий источник—выход подземной реки (типа Репроа на берегу Черного моря у Гагры); *г* — безводные пещеры (с капежом в период увлажнения); *д* — поноры с чередованием поглощения и выброса воды; *е* — субмаринный (подводный) источник; *ж* — поль; *з* — карстовые воронки; *и* — крупный ров с исчезающей рекой в центральной части

В. А. Варсанофьева описывает подобные озера в южной части Уфимского плато. П. А. Тутковский отмечает их в южном Полесье. А. А. Крубер описывает крупный источник Аян в окрестностях Симферополя. Чистая голубовато-зеленая вода, поднимающаяся с глубины таких озер, всегда привлекала внимание местного населения, которое наделило их поэтическими названиями: «глаза», «очи», «окна». В Германии их называют «ключевыми горшками».

Весьма интересный пример проявлений карста представляет выход подземной воды на уровне моря у подошвы Гагринского массива с большим дебитом и постоянной температурой 10° (так называемая «подземная речка Репроа»). Область питания его располагается на выступающих частях массива, на высоте около 1000 *м* над уровнем моря. Напор пресных вод настолько велик, что местами преодолевает давление морской воды, благодаря чему на дне моря имеется ряд восходящих источников. Такие источники получили название «субмаринных» (подводных).

В последние годы выяснилось, что в целом движение подземных вод в системе карстовых каналов совершается с не очень большой скоростью и, за исключением отдельных участков, подчиняется закону ламинарного движения.

Особенности режима и химического состава карстовых вод

Гидрогеологические условия карстовых массивов в общем сходны с условиями, присущими другим водопроницаемым породам, но подземные воды в них, особенно в верхнем этаже, находятся в более интенсивном движении.

Своеобразный рельеф закарстованных массивов, быстрое проникновение атмосферных и речных вод на глубину создают особые черты режима карстовых вод.

Главной особенностью их режима являются резкие колебания уровня; амплитуда этих колебаний зависит от глубины залегания подземных вод и от условий их питания. Карстовые воды подвержены воздействию эпизодических факторов режима (ливневые осадки, бурное снеготаяние), причем реакция на их воздействие происходит так быстро, что требуются очень частые наблюдения (например, каждый час), чтобы уловить все колебания, происходящие в карстовых водах.

Только артезианские источники, представляющие собой выходы на поверхность глубоких напорных вод, почти не реагируют на эпизодические колебания метеорологических факторов; их режим зависит от сезонных, годовых и многолетних колебаний. Например, в Донбассе имеется крупный карстовый источник «Кипучая Криница», отличающийся постоянством дебита, химического состава и температуры (15°), превышающей среднюю температуру воздуха на 7,5°.

Хорошая проницаемость закарстованных массивов создает благоприятные условия для поглощения атмосферных осадков, поверхностных водотоков и образования крупных бассейнов подземных вод. Н. Ф. Погребов установил, что одна из воронок на силурийском известняковом плато, к югу от Ленинграда, поглощала в весенний период до 1 500 $м^3$ воды в сутки (рис. 151).

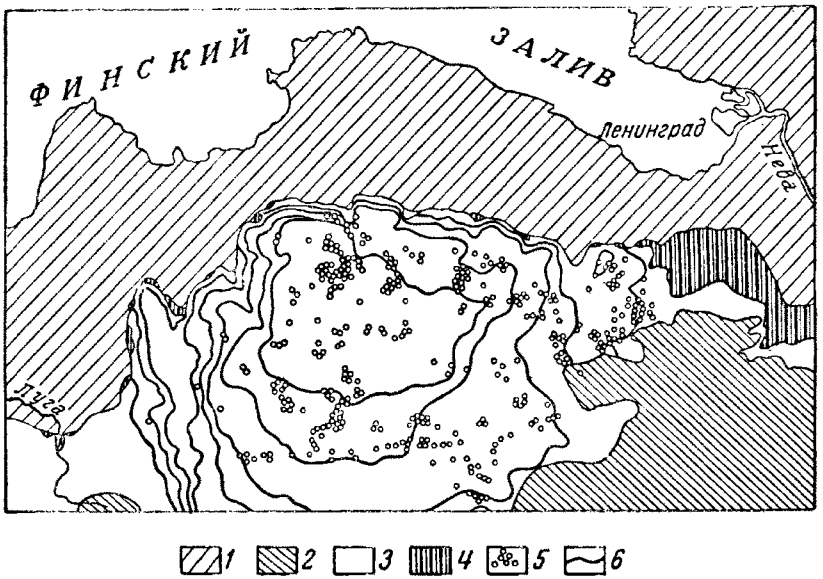


Рис. 151. Схематическая карта силурийского известнякового плато с карстовыми воронками (по Н. Ф. Погребову)

1 — ледниковые и послеледниковые отложения; *2* — девонские отложения; *3* — силурийские отложения; *4* — кембрийские отложения; *5* — карстовые воронки; *6* — гидроизогипсы силурийских вод

В зависимости от географического положения можно выделить три типа карста: средиземноморский, среднеевропейский, среднеазиатский. Каждый тип карста имеет специфические особенности режима подземных вод. В средиземноморском (голом) карсте главную роль в питании подземных вод играют дожди; в среднеевропейском (покрытом) карсте, разновидностью которого является среднерусский карст, большое значение имеет весеннее снеготаяние; для среднеазиатского карста, развивающегося в сравнительно засушливых условиях, основную роль в питании играют ливневые осадки, причем вследствие общего малого количества осадков развиваются главным образом подземные формы карста, в то время как поверхностные выражены слабо.

Химический состав карстовых вод разнообразен. Наряду с пресными водами верхней зоны карстовых массивов (гидрокарбонатно-кальциевых или магниево-кальциевых), обычно появляющихся

на поверхности в виде мощных источников, встречаются жесткие сульфатно-кальциевые воды. К карстовым массивам приурочены многие известные минеральные воды (Кисловодск, Сочи — Мацеста). В некоторых пунктах в карстовых районах буровыми скважинами вскрыты хлоридные кальциево-натриевые воды, приближающиеся по общей минерализации к рассолам.

Изученне химического состава карстовых вод имеет большое значение для выяснения генезиса карста.

Прн изучении карстовых процессов следует иметь в виду, что смесь двух вод обычно обладает гораздо большей агрессивностью, чем каждая вода в отдельности. Поэтому высокая агрессивность карстовых вод указывает на то, что в процессах образования крупных карстовых каналов несомненно участвуют воды, образовавшиеся от смешения вод, проникших с поверхности и заключающих кислород и углекислоту, с более глубокими водами.

Все исследования в карстовых районах необходимо начинать с глубокого анализа геологической истории и палеогидрогеологии, так как такой анализ поможет выбрать наиболее надежные участки для строительства и принять необходимые меры для предотвращения фильтрации воды (битуминизация, цементация и т. д.). Кроме того, геологам-разведчикам следует учитывать, что в кавернах и пустотах карстовых массивов часто заключены ценные месторождения полезных ископаемых.

Глава 18

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ («ВЕЧНОЙ») МЕРЗЛОТЫ

Понятие о многолетней мерзлоте

Многолетняя, или «вечная», мерзлота — охлажденное состояние крупных территорий и отдельных участков земной коры, проявляющееся в отрицательной температуре горных пород и заключенных в них подземных вод, длящееся непрерывно от нескольких лет до тысячелетий и даже десятков тысячелетий (термин «вечная мерзлота» является народным и до последнего времени наиболее употребительным). В области многолетней мерзлоты наблюдаются характерные физико-геологические явления, оригинальные формы рельефа и особый режим поверхностных и подземных вод.

Мерзлота, наблюдаемая в поверхностных частях земной коры, может быть разделена на четыре разновидности: 1) кратковременная, 2) сезонная, 3) многолетняя и 4) «вечная», существующая свыше 100 лет. В настоящее время последние две разновидности принято объединять под общим термином «многолетняя мерзлота», под которым понимается «часть криосферы[1], включающая в себя верхние слои земной коры, характеризующиеся наличием льда в слагающих их горных породах и отрицательной температурой, которая в течение многих лет и веков может изменяться по своей величине в связи с изменениями географической среды и геологических условий, оставаясь отрицательной» (П. Ф. Швецов, 1951).

В криосфере заключены как мерзлые почвы и породы (которые преобладают), так и морозные, т. е. имеющие отрицательную температуру, но не содержащие льда. Местами встречаются жидкие переохлажденные воды с повышенной минерализацией.

В литературе до сих пор можно встретить различные трактовки вечной мерзлоты.

М. И. Сумгин называл «мерзлой почвой, мерзлым грунтом или мерзлой породой такую почву, грунт или горную породу, температура которой ниже нуля; при этом совершенно не принимается во внимание, содержится ли в почве, грунте или породе вода и в каком количестве, или ее вовсе не содержится».

Н. И. Толстихин различает в пределах литосферы пояс отрицательных температур и мерзлую зону литосферы (мерзлую гео-

[1] Криосфера — область холода, включающая часть литосферы и часть атмосферы (от к р и о с — по-гречески холод, лед).

зону, или криосферу), т. е. ту часть этого пояса, которая сложена многолетнемерзлыми породами. По его определению, мерзлая зона литосферы — это та «часть земной коры, которая находится между горизонтом сезонного оттаивания сверху и областью стойких положительных температур снизу и характеризуется наличием отрицательных или нулевых температур в совокупности с твердой фазой заключенной в ней воды». Мощность мерзлой зоны в отдельных случаях может быть значительно меньше мощности пояса отрицательных температур, и под нею могут быть вскрыты подмерзлотные воды, имеющие положительную или отрицательную температуру.

Для области многолетней мерзлоты характерны следующие климатические особенности: антициклональное состояние атмосферы зимой, отрицательная среднегодовая температура воздуха, сухие холодные длительные зимы, короткое лето, малое количество осадков, особенно зимой.

Реки в области многолетней мерзлоты отличаются низкими значениями наименьших расходов (зимой они часто промерзают до дна), но в летнее время расход их резко увеличивается. В частности, в одном из районов Якутии модуль стока, несмотря на полное промерзание речных потоков, в 2—3 раза больше, чем при том же количестве осадков в южных районах. Это объясняется меньшей потерей влаги на испарение и огромным накоплением влаги за зиму в виде многочисленных наледей.

Неглубокие подземные воды периодически промерзают, поэтому для водоснабжения необходимо использовать подземные воды, залегающие под мерзлотой. Источники в этих районах своеобразны, многие из них функционируют в течение определенных сезонов, часто мигрируют, образуя бугры и наледи; имеются, однако, и сравнительно постоянные источники с большим дебитом и даже с высокой температурой воды.

При горных работах мерзлота играет двоякую роль; с одной стороны, она затрудняет ведение работ, а с другой, нередко облегчает, так как в некоторых случаях позволяет вести проходку горных выработок без крепления. Местами встречаются высокоминерализованные воды с отрицательной температурой, которые могут прорываться в шахты; с ними приходится вести борьбу. Бурение в мерзлоте усложняется тем, что вода в скважинах замерзает и захватывает буровой инструмент; поэтому для промывки иногда используют нагретую воду или рассолы. Все это указывает на сложные и разнообразные задачи, которые стоят перед исследователями подземных вод области многолетней мерзлоты.

Наиболее крупные области многолетней мерзлоты приурочены к северному полушарию. Общая площадь суши, занятая многолетней мерзлотой, составляет около 20—25% территории всей суши земного шара (рис. 152).

Для Советского Союза изучение «вечной» мерзлоты имеет огромное значение, так как районы, где в верхней части земной

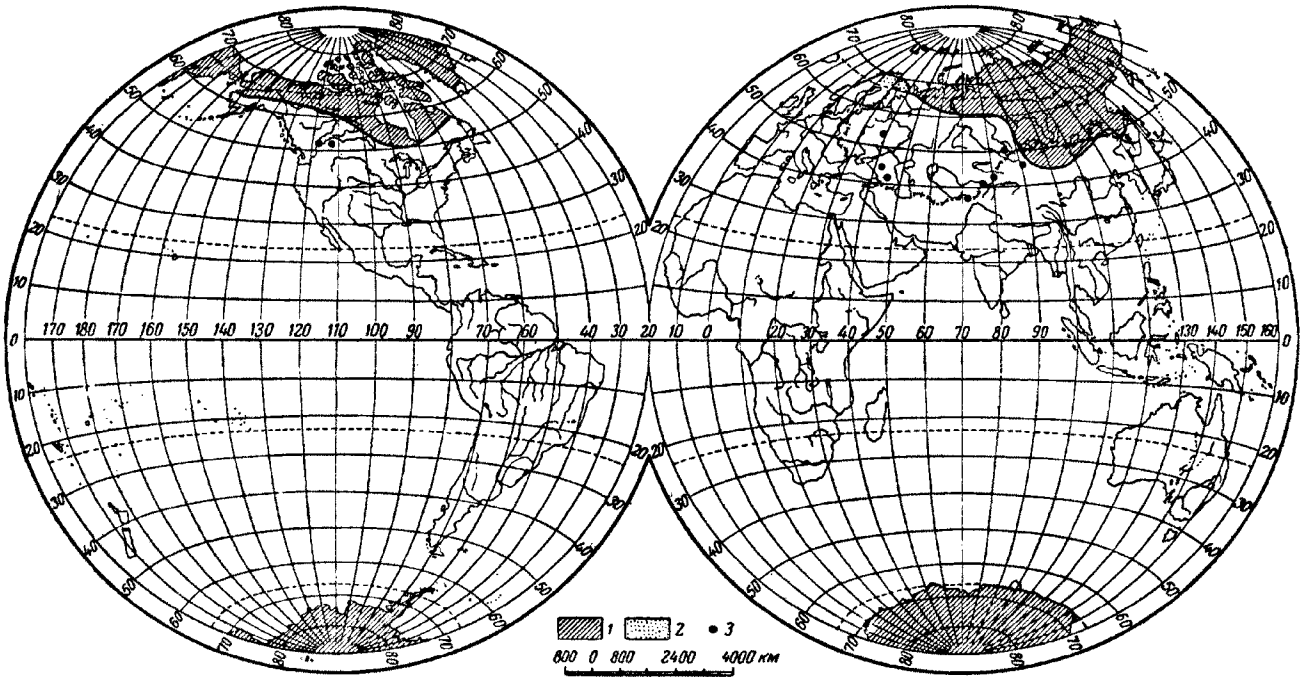


Рис. 152. Схема распространения многолетней мерзлоты на земном шаре (по Н. И. Толстихину)

1 — мерзлая зона; *2* — островная мерзлота; *3* — острова мерзлой зоны, достоверно установленные вдали от главного массива мерзлоты

коры господствуют отрицательные температуры, занимают в СССР почти 10 млн. *км*², т. е. 47% всей его территории; это наиболее крупная гидрогеологическая область СССР.

Существование многолетней мерзлоты связывается с современным суровым континентальным климатом Сибири и Северной Америки. Как известно, зимой здесь господствует низкая температура, которая, при незначительной толщине снегового покрова, обусловливает глубокое промерзание почвы. Малая облачность способствует сильному излучению, что также приводит к охлаждению почвы. В результате отсутствия ветров зимой возникает температурная инверсия, т. е. скопление в пониженных местах тяжелого и холодного воздуха. Летом температура воздуха повышается, но низкие температуры ночи уменьшают влияние жарких дней на оттаивание почвы.

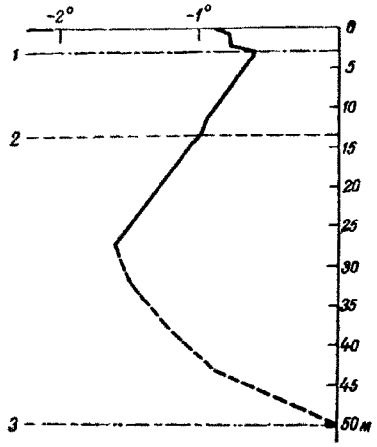


Рис. 153. Изменение температуры с глубиной

1 — верхняя граница многолетней мерзлоты; *2* — глубина слоя нулевой амплитуды годовых колебаний; *3* — нижняя граница многолетней мерзлоты

Вместе с тем «вечная» мерзлота является реликтом прошлой, более холодной геологической эпохи (ледниковой). Находки трупов вымерших животных с сохранившимися мягкими тканями свидетельствуют о том, что мерзлота существовала в то время, когда мамонты и носороги населяли эти районы, и что она существует непрерывно со времени образования до наших дней. Глубина современного летнего оттаивания меньше глубины залегания кровли «вечной» мерзлоты.

На древность мерзлоты указывает и то, что она деградирует. Например, в 1837 г. мерзлота существовала в г. Мезени, а в наше время она отступила на 40 *км* к северу; такое же явление имеет место в других местах. В Якутии наблюдается повсеместное и интенсивное таяние масс погребенного льда. О деградации «вечной» мерзлоты свидетельствует явление так называемого термокарста (образование провальных озер, разрушение торфяных бугров и т. д.). Правда, мерзлота деградирует не всюду; местами она возникает вновь и даже усиливается.

Деградация мерзлоты указывает на уменьшение «запасов холода» в толще вечномерзлого грунта. Наличие этих запасов, накопившихся от древних, более холодных веков, подтверждается понижением температуры ниже слоя постоянных годовых температур (рис. 153). На развитии мерзлоты сказывается влияние человеческой деятельности: вырубка лесов, агротехнические мероприятия, строительство зданий.

Мощность многолетней мерзлоты в большинстве случаев измеряется десятками метров, но в некоторых северных районах Сибири достигает и сотен метров.

На мощность и температуру многолетней мерзлоты оказывают влияние не только климатические факторы. Большую роль играют геологические и гидрогеологические условия. По П. Ф. Швецову, чем меньше мощность «вечной» мерзлоты, тем в большей степени сказывается на ее температуре влияние положительных температур подстилающих горных пород и находящихся в движении подмерзлотных вод.

В зависимости от соотношения температур воздуха и «вечной» мерзлоты, П. Ф. Швецов выделяет три типа гидрогеологических районов.

1. Районы, характеризующиеся залеганием подмерзлотных вод значительно ниже подошвы вечной мерзлоты и находящихся в состоянии покоя или медленного движения. Температура «вечной» мерзлоты таких районов примерно на 2—2,5° выше среднегодовой температуры воздуха. Геотермическая ступень 30—50 *м/град.*

2. Районы с наличием подмерзлотных вод и восходящих источников, приуроченных к зонам интенсивной складчатости и изверженных пород. Температура «вечной» мерзлоты на 3—8° (а иногда и больше) выше среднегодовой температуры воздуха. Геотермическая ступень 25—30 *м/град.*

3. Районы, представляющие собой главным образом участки платформ со слабым развитием изверженых пород. Подземные воды сильно минерализованы и находятся в состоянии покоя или замедленного движения. Температура «вечной» мерзлоты относительно близка к среднегодовой температуре воздуха. Геотермическая ступень 100—130 *м/град.*

Вопрос о зависимости мощности многолетней мерзлоты от древнего оледенения еще недостаточно выяснен, хотя связь образования вечной мерзлоты с более суровыми климатическими эпохами несомненна. Метеорологические условия этих эпох отчасти напоминали современные, но зимние температуры были, вероятно, весьма низкими, а снеговой покров маломощным, и в результате этого происходило глубокое промерзание почвы и образование наледей. Ледники горных областей местами выходили на окраины равнин.

И. П. Герасимов и К. К. Марков считают, что «ледниковые покровы и мерзлота — антагонисты». Но имеются и иные предположения. Например, П. Ф. Швецов указывает, что в районе Верхоянска, где, повидимому, материкового оледенения не было, мощность вечной мерзлоты меньше, чем в Амдерме, где было покровное оледенение.

Для окончательного разрешения вопроса об образовании «вечной» мерзлоты требуется тщательный анализ этого явления с учетом изменения температур в течение четвертичного времени.

Основные типы подземных вод области многолетней мерзлоты

Подземные воды области многолетней мерзлоты, по предложению Н. И. Толстихина, можно разбить на три категории:

1. Надмерзлотные воды, залегающие над толщей многолетней мерзлоты. Вечномерзлая толща служит для них как бы водоупором.

2. Межмерзлотные воды, заключенные внутри толщи многолетней мерзлоты. Эти воды могут находиться и в твердой, и в жидкой фазе.

3. Подмерзлотные воды, залегающие ниже толщи многолетней мерзлоты.

Воды всех этих трех категорий в той или иной мере связаны между собой.

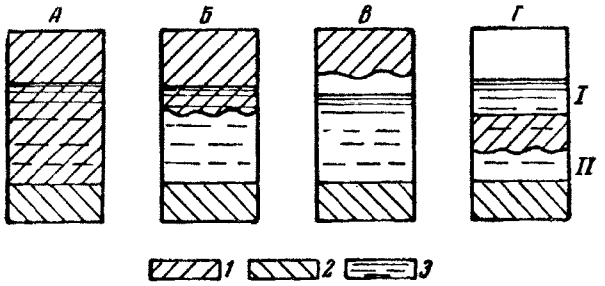


Рис. 154. Разновидности надмерзлотных вод

А — надмерзлотные воды промерзлы целиком; *Б* — надмерзлотные воды промерзлы частично; *В* — зимнее промерзание не распространилось до надмерзлотных вод; *Г* — нерастаявшая сезонная мерзлота расслоила надмерзлотные воды на два яруса (*I—II*): *1* — сезонная мерзлота; *2* — „вечная" мерзлота; *3* — водоносная часть слоя

Кроме того, в зоне аэрации встречается верховодка, приуроченная к отдельным линзам водоупорных пород, а также почвенные и болотные воды.

Надмерзлотные воды. Эти воды обычно приурочены к отрицательным формам рельефа и к широким плоским водораздельным пространствам, реже — к пологим склонам. В большинстве случаев они заключены в четвертичных отложениях. Разновидности надмерзлотных вод представлены на рис. 154.

Верхний слой грунта, в котором происходит смена фаз воды в течение годового цикла, носит название д е я т е л ь н о г о с л о я. Мощность деятельного слоя в различных районах различна и зависит от географического положения участка и от характера почв и пород. Чем влажнее грунты, чем больше в них льда, тем большее количество тепла требуется для его оттаивания. Соответственно, для промерзания влажного грунта требуется во много раз большее количество холода, чем для сухого. Обычно это количество составляет от 20 до 50 малых фригорий [1] на 1 $см^3$ промерзающего влажного грунта против 1 малой фригории на 1 $см^3$ сухого грунта. Следовательно, увлажнение пород тормозит процессы сезонного промерзания и сезонного оттаивания почвогрунтов.

[1] Фригория — единица холода, обратная калории — единице тепла.

В пределах деятельного слоя часть тепла, поступающего при нагревании земной поверхности, расходуется на превращение льда в жидкое состояние. Наоборот, при замерзании воды, заключенной в породах этого слоя, часть тепла освобождается. Таким образом, в этом слое происходит затухание температурных колебаний и создается так называемая нулевая завеса, препятствующая проникновению температурных колебаний на глубину. В связи с этим пояс постоянных температур на увлажненных участках в районах «вечной» мерзлоты располагается менее глубоко по сравнению с внемерзлотными районами.

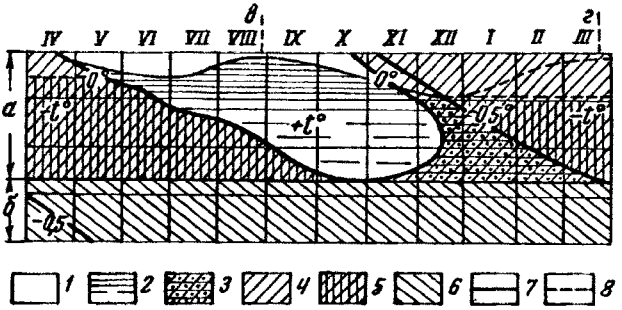


Рис. 155. Годовой ход термоизоплеты 0° и режим надмерзлотных вод (по Н. И. Толстихину)

1 — зона аэрации с положительной температурой; *2* — зона насыщения; *3* — переохлажденная жидкая фаза надмерзлотных вод; *4* — зона аэрации с отрицательной температурой; *5* — твердая фаза надмерзлотных вод; *6* — мерзлая зона; *7* — кривая свободного уровня воды; *8* — кривая изменений уровня воды в процессе промерзания водоносного горизонта (под напором). *а* — деятельный слой; *б* — мерзлая зона; *в* — подъем уровня воды в связи с выпадением осадков; *г* — подъем уровня (напора) воды в связи с промерзанием водоносного горизонта

Температурный режим деятельного слоя и приуроченных к нему надмерзлотных вод тесно связан с ходом сезонного промерзания и оттаивания. На графике термоизоплет (рис. 155) видно, что оттаивание деятельного слоя начинается в апреле. Поскольку надмерзлотные воды залегают на глубине примерно 0,5 *м* от поверхности, начало их оттаивания относится к середине мая. Наибольшей глубины оттаивание достигает в октябре, но в этом же месяце начинается промерзание деятельного слоя сверху. С начала декабря свободный надмерзлотный горизонт переходит в напорный. В январе—марте промерзание деятельного слоя достигает своего максимума.

Надмерзлотные воды, будучи ограничены снизу «вечной» мерзлотой, а сверху горизонтом сезонного промерзания, при замерзании, увеличиваясь в объеме, развивают значительное давление. Под влиянием этого давления деятельный слой в местах наименьшего сопротивления приподнимается и выпучивается, образуя так называемый наледный бугор.

Промежуток времени с момента окончательного промерзания деятельного слоя до весеннего снеготаяния называется критическим водным периодом, так как в это время прекращается связь надмерзлотных вод с более глубокими водоносными горизонтами. С наступлением весны происходит оттаивание деятельного слоя, и связь над- и подмерзлотных вод восстанавливается.

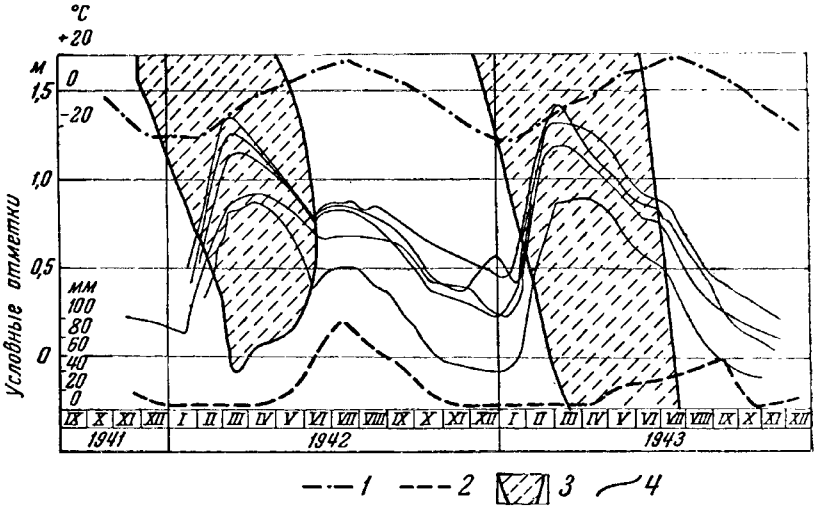


Рис. 156. График забайкальского типа режима надмерзлотных вод (по А. И. Ефимову)

1 — кривая месячных температур воздуха; *2* — кривая атмосферных осадков; *3* — зона отрицательных температур, ограниченная нулевой изотермой грунта; *4* — кривые колебаний уровня надмерзлотных вод в скважинах

А. И. Ефимов предлагает выделять особый тип режима надмерзлотных вод — «забайкальский», который отличается появлением напора в надмерзлотном водоносном горизонте в период глубокого зимнего промерзания (рис. 156).

Надмерзлотные воды большей частью слабо минерализованы, так как основным источником их питания являются атмосферные осадки. Верховодка обычно богата органическими веществами, гумусовыми кислотами, кислородом; pH равен 7 или меньше 7. Только в южных районах распространения вечной мерзлоты, на дне бессточных котловин, надмерзлотные воды местами довольно сильно минерализованы. В санитарно-гигиеническом отношении надмерзлотные воды не всегда являются удовлетворительными.

Межмерзлотные воды. К межмерзлотным водам Н. И. Толстихин относит воды как в жидкой фазе, так и в твердой, т. е. подземные льды и временно законсервированные многолетней мерзлотой водоносные горизонты. Подземные льды залегают в виде своеобразной мономинеральной горной породы, образуя ледяные слои, линзы, жилы и небольшие прослойки, или в виде кристалли-

ков льда в порах и трещинках осадочных и изверженных горных пород.

Для подземных льдов наиболее удобна классификация, предложенная М. И. Сумгиным:

1. Погребенные льды, образовавшиеся на дневной поверхности и затем уже попавшие в толщу грунтов.

2. Ледяные массы, происшедшие от замерзания воды в самом грунте.

3. Сублимационный лед, который может образоваться по схеме *лед — пар — лед.*

4. Лед, образовавшийся двумя или несколькими из описанных выше способов.

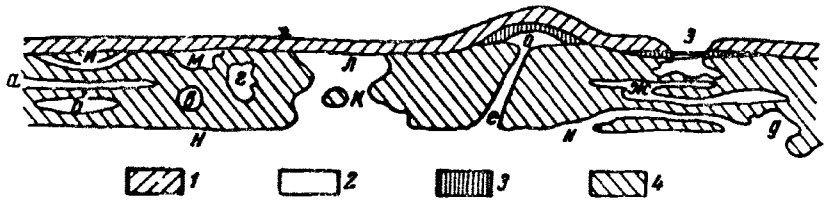


Рис. 157. Разновидности межмерзлотных вод

1 — деятельный слой; *2* — талики; *3* — лед; *4* — мерзлая зона. *а* — слои, ленты; *б* — линзы; *в* — трубы; *г* — гнезда; *д* — штоки; *е* — жилы; *ж* — слоистая мерзлота; *з* — озеро вытаивания ископаемых льдов, под ним — подозерный талик; *и* — остров мерзлоты; *к* — гнездовая, или линзовая, мерзлота; *л* — окно талика; *м* — псевдоостров талика; *н* — подмерзлотные воды; *о* — гидролакколит

В отличие от надмерзлотных вод, для которых характерна сезонная смена жидкой и твердой фаз в деятельном слое, межмерзлотные воды находятся в относительно устойчивом состоянии. Заметная смена фаз происходит лишь в течение многовекового периода и обусловливается тем, что между жидкой и твердой фазами в мерзлоте происходит непрерывный теплообмен, создающий динамическое равновесие *вода — лед.* В «холодные» периоды увеличивается масса мерзлых пород, в «теплые», наоборот, происходит разрастание не захваченных мерзлотой участков — таликов. Талики служат каналами, связующими над- и подмерзлотные воды, и путями, по которым происходит питание последних атмосферными осадками.

Большая часть межмерзлотных вод находится в жидком состоянии и отличается подвижностью. По типу движения необходимо различать нисходящие межмерзлотные воды и восходящие, поднимающиеся с нижней поверхности мерзлого массива на поверхность земли и питающиеся за счет подмерзлотных.

Разнообразные формы залегания межмерзлотных вод среди вечномерзлой толщи (пластовые воды, жильные и т. д.) изображены на рис. 157.

Подмерзлотные воды. Все воды, залегающие под мерзлой толщей называются подмерзлотными. Среди них можно встретить грунтовые воды четвертичных отложений, среди которых наиболь-

шее практическое значение имеют воды древнеаллювиальных отложений, трещинные и трещинно-карстовые воды верхней части коренных пород, а также артезианские воды. Например, в Якутском артезианском бассейне, играющем большую роль в водоснабжении городов и селений, вода вскрыта в толще нижнеюрских песчаников под 215-метровым слоем «вечной» мерзлоты.

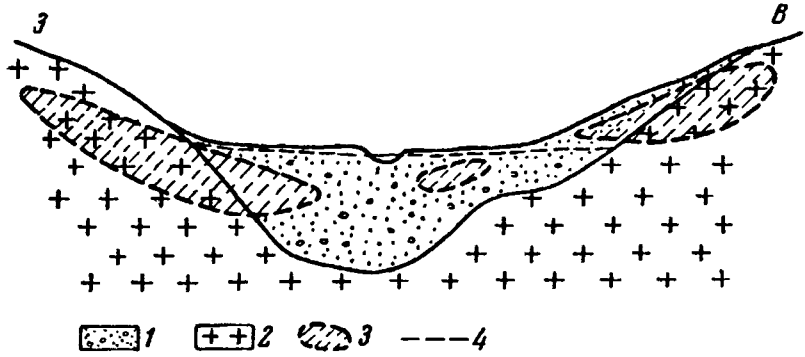


Рис. 158. Залегание подмерзлотных аллювиальных вод в долине меридионального простирания

1 — аллювиальные отложения; *2* — коренные скальные породы; *3* — мерзлота; *4* — уровень подземных вод

Для подмерзлотных вод характерно отсутствие твердой фазы воды — льда. Обычно эти воды обладают напором и при вскрытии скважинами часто фонтанируют. По характеру залегания и условиям циркуляции они не отличаются от подземных вод внемерзлотных районов, но условия их питания и стока значительно менее благоприятны.

Типичная схема залегания подмерзлотных вод в долинах рек показана на рис. 158. На этой схеме видно, что в долине меридионального простирания мерзлота расположена симметрично. В одном борту долины подмерзлотные воды имеют напор, в другом — свободную поверхность.

Показателями наличия подмерзлотных вод могут служить постоянные источники, продолжающие функционировать в периоды наибольшего промерзания, т. е. в конце зимы.

Наледи

В результате физико-механических процессов, совершающихся во время промерзания грунта, образуются бугры пучения, связанные с миграцией воды в горных породах. Вся совокупность процессов: замерзание грунта и части воды, миграция воды, образование бугров, растрескивание их, изливание воды и ее замерзание, называется наледным процессом, а результат этого процесса — наледным явлением или просто наледью

(М. И. Сумгин). Н. И. Толстихин называет наледью «ледяное тело, являющееся продуктом замерзания природной поверхностной или подземной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в пределах деятельного слоя в результате промерзания того водоносного тракта, по которому обычно эта вода циркулирует».

Наледи могут быть наземные и подземные. С точки зрения происхождения различают наледи речных вод, подземных вод (ключевые и грунтовые) и смешанные (речных и подземных вод). По отношению к рельефу — наледи тальвегов, террас, склонов, водораздельных пространств, обрывов, искусственных выработок. По длительности своего существования наледи бывают однолетние, или сезонные (к ним относится большинство наледей), и многолетние, развивающиеся непрерывно в течение ряда лет.

Наледи могут служить поисковыми признаками на подземные воды и при съемках должны наноситься на карту.

Характерным типом многолетних подземных наледей являются гидролакколиты (рис. 159), представленные буграми высотой до 10—30 *м* (а иногда и более) и диаметром почти до 100 *м*. В Якутии их называют «булгунняхами». Один из таких «булгунняхов» изображен на рис. 160.

Под влиянием тепла в процессе своего роста гидролакколиты медленно разрушаются, растрескиваются и частично проседают. Образующаяся воронка нередко заполняется водой. Избыток воды часто переливается через край воронки, в результате чего возникают явления термокарста. Наибольшее количество наледей,

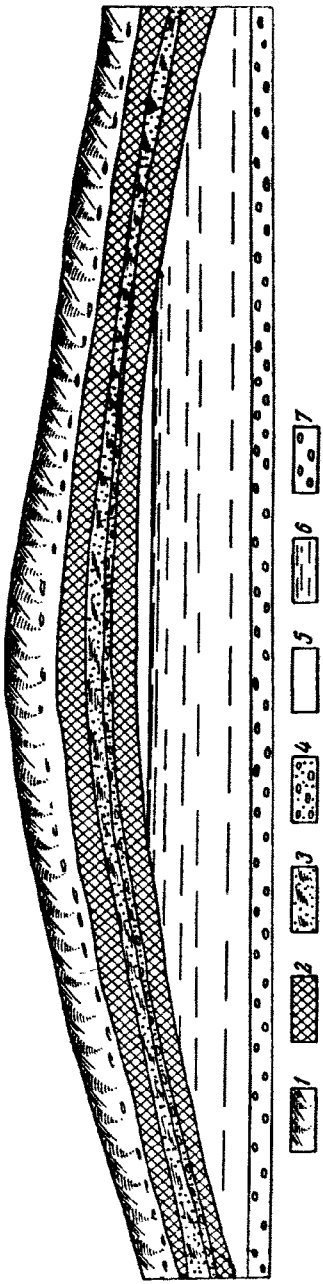


Рис. 159. Схема строения гидролакколита — бугра пучения (по Н. И. Обидину)

1 — торфянистая почва; *2* — лед; *3* — глинистый песок; *4* — галечник с глинистым песком; *5* — воздух; *6* — вода; *7* — галечник

как и источников, находится на южных, юго-восточных и юго-западных склонах возвышенностей, где имеются наибольшие возможности для протаивания и выхода подземных вод.

Так как наледи вызывают катастрофические явления, в частности деформации зданий, дорог и железнодорожных путей, создают специальные «мерзлотные пояса», которые представляют собой канавы для промораживания грунтов с целью перемещения наледи в другое место.

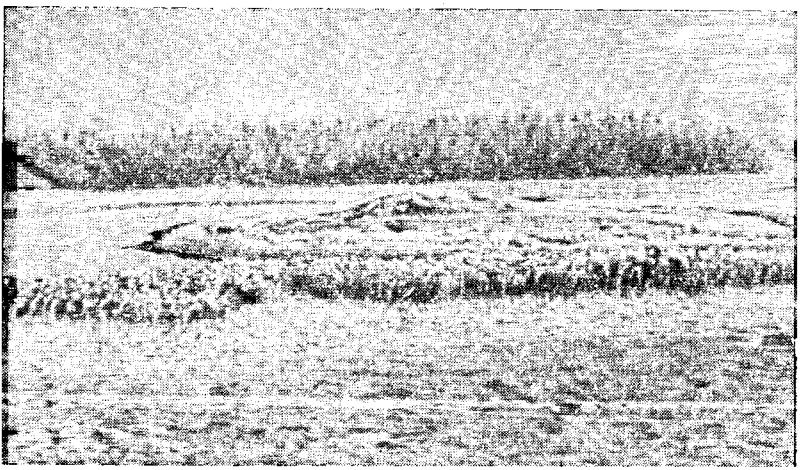


Рис. 160. Гидролакколит-„булгуннях" в Якутии (фото А. И. Ефимова)

Среди наземных наледей следует различать: 1) наледи, имеющие характер покровов, залегающие на относительно ровной поверхности; 2) потоки, залегающие на склонах и на дне долин, имеющие удлиненную форму, часто питающиеся водой крупных восходящих источников; 3) висячие наледи — наледи крутых склонов (каскадные наледи, ледяные сталактиты и т. д.). Как правило, форма наледи отражает характер рельефа, но ее особенностью является некоторое возвышение, являющееся центром наледеобразования. По размерам наледи могут быть самыми различными, начиная от небольших «медальонов» льда площадью менее 100 $м^2$ и кончая огромными наледными полями площадью более 1 000 000 $м^2$.

При гидрогеологических исследованиях все проявления наледного процесса (бугры, гидролакколиты, и т. д.) должны тщательно изучаться и измеряться для установления объема излившейся воды, по которому можно судить о зимнем режиме источника.

Глава 19

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Понятие о минеральных водах

Минеральными водами называются воды, обладающие биологически активными свойствами и оказывающие физиологическое воздействие на человеческий организм вследствие повышенного содержания химических компонентов (в том числе радиоактивных), органических веществ, газов, или вследствие повышенной температуры. Эти воды широко применяются в курортно-санаторном деле и относятся к водам лечебного значения. По предложению В. И. Вернадского, воды с общей минерализацией более 1 *г/л* (0,1%) называют также минеральными или, если они не имеют лечебного значения, — минерализованными, а воды с общей минерализацией более 50 *г/л* (5%) — рассолами. Рассолы используются для добычи солей и химических элементов (брома, иода, радия и др.) и относятся к водам промышленного значения. Оценка вод лечебного и промышленного значения требует тщательного изучения их состава.

Для отнесения подземных вод к категории минеральных (лечебных) можно пользоваться табл. 46. Однако следует учитывать,

Таблица 46

Компоненты	Граница между пресной и минеральной водой	Нижний предел для наименования минеральных вод по характерному компоненту	Наименование минеральных вод
	в *г* на *1 л*		
Углекислота своб.	0,250	0,750	Углекислые
Сероводород общий	0,001	0,010	Сероводородные (сульфидные)
Эманация радия (в единицах Махе)	3,5 МЕ	10 МЕ	Радоновые
Литий	0,001	0,005	Литиевые
Железо	0,001	0,010	Железистые
Мышьяк	0,0001	0,001	Мышьяковистые
Бром	0,005	0,025	Бромистые
Иод	0,001	0,010	Иодистые
Радий	$<10^{-11}$	$>10^{-11}$	Радиевые
Метаборная кислота	0,005	0,050	Борные
Кремневая кислота	0,025	0,075	Кремнистые

что приведенные в ней нормы являются условными, так как резкой грани между пресными и минеральными водами нет; многие воды лечебного значения имеют весьма слабую минерализацию, а нормы содержания отдельных компонентов, позволяющие называть воды специальным наименованием: железистые, литиевые, иодистые и т. п., требуют экспериментальной проверки. Поэтому в первом столбце таблицы показаны нижние пределы, которые позволяют выделять воды, уже начинающие отличаться по своим свойствам от пресных вод.

Общая минерализация минеральных вод может быть весьма различной. В некоторых случаях она составляет менее 0,5 *г/л*. Воды с общей минерализацией от 0,5 до 1 *г/л*, даже не содержащие специфических элементов, приведенных в табл. 46, являются переходными от пресных к минеральным, а минерализация выше 1 *г/л* уже ощущается на вкус.

Минеральные воды по составу очень разнообразны. В СССР наиболее распространена классификация минеральных вод В. А. Александрова, в которой по химическому составу выделяется шесть классов.

1 класс. Гидрокарбонатные воды с преобладанием иона HCO_3^- (более 25% *экв*); другие анионы составляют меньше 25%:

а) натриевые,
б) кальциевые,
в) магниевые.

2 класс. Хлоридные воды с содержанием иона Cl^- более 25% *экв*; другие анионы составляют меньше 25%:

а) натриевые,
б) кальциевые,
в) магниевые.

3 класс. Сульфатные воды с содержанием иона SO_4^{--} более 25% *экв*; другие анионы составляют меньше 25%:

а) натриевые,
б) кальциевые,
в) магниевые.

4 класс. Воды сложного состава, представляющие собой сочетание вод первых трех классов:

а) хлоридно-гидрокарбонатные,
б) сульфатно-гидрокарбонатные,
в) хлоридно-сульфатные.

К этому же классу относятся воды еще более сложного состава.

5 класс. Воды с наличием биологически активных ионов: железа — более 10 *мг/л*, мышьяка — 1 *мг/л*, брома — 25 *мг/л*, иода — 10 *мг/л*, лития — 5 *мг/л*, тяжелых или радиоактивных металлов, или с особыми лечебными свойствами.

6 класс. Газовые воды, с значительным содержанием газов:

а) углекислые,
б) сероводородные,
в) радиоактивные.

Недостатком этой классификации является то, что одна и та же вода может попасть сразу в три класса: она может обладать тем или иным анионно-катионным составом (по классу 1, 2, 3 или 4), содержать биологически активные элементы (железо, бром, иод и др.), т. е. относиться к 5-му классу, и одновременно быть газовой (класс 6).

По температуре минеральные воды принято делить на холодные, до 20°, теплые, или субтермальные, при 20—37° (за верхний предел принята температура человеческого тела), термальные при 37—42° и горячие, или гипертермальные, выше 42°. Наиболее ценными водами считаются те, которые не требуют искусственного нагревания или охлаждения.

Большое значение для оценки минеральных вод имеет количественное содержание в растворе газов и величина газового фактора, т. е. отношения дебита газа к дебиту воды. Обычно наиболее ценные типы минеральных вод являются газирующими и часто характеризуются газовым фактором больше единицы.

Газы минеральных вод служат хорошими показателями условий их формирования. Углекислота указывает на процессы метаморфизма горных пород при высоких температурах, сероводород, метан — на биохимические процессы, азот — на глубокое проникновение атмосферного воздуха. В некоторых минеральных водах выделяющиеся газы имеют смешанный характер: сероводородно-метановый, азотно-метановый и т. д.

Среди вод не газирующих, но содержащих в растворе небольшое количество газа (углекисло-кислородно-азотного состава и др.), выделяются железистые воды как гидрокарбонатные, так и сульфатные (купоросные), кальциево-магниево-натриевые воды с различным соотношением сульфатов и гидрокарбонатов (например, московская минеральная вода), а также более высокоминерализованные хлоридно-натриевые, хлоридные кальциево-натриевые воды (Старая Русса, Сольвычегодск и др.) и чистые хлоридно-кальциевые воды (например, вода Лугела в Грузии).

Автором предложена схема гидрогеохимической классификации минеральных вод, основанная на учете их газового и химического состава (табл. 47).

Таблица 47

Схема гидрогеохимической классификации минеральных (лечебных) вод

Основные группы воды	Особенности газового состава	Типы минеральных вод
Воды с газами окислительной обстановки (N_2, O_2, CO_2 и др.)	Обычно негазирующие (содержащие газ только в растворе)	С повышенным содержанием специфических компонентов: железистые, мышьяковистые (купоросные) радоновые Без повышенного содержания специфических компонентов: гидрокарбонатные сульфатные хлоридные

Продолжение табл. 47

Основные группы воды	Особенности газового состава	Типы минеральных вод
Воды с газами восстановительной обстановки (CH_4, H_2S, N_2, CO_2 и др.)	Слабо газирующие а) азотные	Кремнистые щелочные термальные, местами радоновые Слабо гидросульфидные термальные Воды сложного состава, часто хлоридные кальциево-натриевые
	б) сероводородные	Мацестинские высокой концентрации (с метаном) Воды сложного состава средней концентрации Сульфатно-кальциевые низкой концентрации Гидросульфидные термальные
Воды с газами метаморфической обстановки (CO_2 и др.)	Сильно газирующие углекислые	Холодные (нарзаны) Горячие типа железноводских и Карловы Вары, иногда радоно-радиевые Боржоми-Виши Ессентуки, местами мышьяковистые Соленые воды Арзни-Наугейм

Закономерности распространения минеральных вод

Раньше минеральные источники рассматривались как изолированные «коренные струи», поднимающиеся с больших глубин и часто связанные непосредственно с магматическими очагами.

Вследствие увлечения теорией «ювенильных» вод геологическая обстановка формирования многих минеральных вод обычно рисовалась в виде крупного тектонического нарушения, по которому под напором газа минеральная вода поднимается на поверхность земли.

Правильному пониманию процессов движения газовых минеральных вод способствовали работы русских ученых Н. А. Жуковского, Л. С. Лейбензона и В. Н. Щелкачева, а также работы Р. Кампе (Чехословакия) и Л. Армана (Франция). Изучение газовых вод в СССР производилось в Забайкалье (Дарасун), Саянах (Аршан) и на Кавказе (Кисловодск, Боржоми).

Динамика минеральных вод, как показали эти работы, подчиняется общим законам движения подземных вод. Некоторые особенности вносят лишь различия в удельных весах и температурах вод, а также появление газовой фазы вблизи поверхности земли,

но они имеют меньшее значение в динамике воды, чем гидростатический напор, обусловленный разностью отметок областей питания и стока.

Минеральные воды могут быть и грунтовыми и артезианскими. Среди последних большую роль играют трещинные и трещинно-пластовые минеральные воды. В районах молодой интрузивной деятельности они характеризуются повышенным содержанием специфических элементов, бурным выделением газов, а также пульсирующим режимом.

Распределение основных типов минеральных вод связано с геотектоническим расчленением земной коры на зоны альпийской складчатости и участки платформ. В пределах альпийской зоны сосредоточена главная масса выходов углекислых вод, приуроченных к очагам молодой магматической деятельности. Периферийные зоны складчатых областей с наличием нефтеносных фаций характеризуются сероводородными водами высокой концентрации.

Хлоридно-натриевые и хлоридные кальциево-натриевые воды обычно располагаются в глубоких впадинах платформ; на них в некоторых бассейнах, при наличии в породах гипса, залегают сульфатные воды, а выше, в зоне наиболее интенсивного водообмена — гидрокарбонатные. Местами гидрокарбонатные воды залегают непосредственно на хлоридных. Выступающие участки древних массивов обычно содержат гидрокарбонатные или сульфатные воды, связанные с корой выветривания этих массивов, но, как исключение, в кристаллических массивах, перекрытых морскими осадочными отложениями, можно встретить и довольно высокоминерализованные соленые трещинные воды (например, в районе Азово-Подольского массива).

Общие закономерности распределения минеральных вод хорошо прослеживаются на территории СССР. Минеральные воды образуют крупные гидрогеохимические области, в которых выделяются характерные районы минеральных вод (например, район кавказских Минеральных Вод); внутри районов оконтуриваются динамические месторождения минеральных вод. Следовательно, каждый отдельный минеральный источник может рассматриваться как естественное или искусственное проявление динамического месторождения минеральных вод.

Выходы минеральных вод на поверхность приурочены к зонам тектонических разрывов или к контактам свит различной водопроницаемости, вследствие чего местами образуются линии или зоны минеральных источников. Наиболее известными зонами минеральных источников являются Копет-Дагская, расположенная вдоль северного подножья одноименного хребта, и Венская, протягивающаяся вдоль восточной границы Альп.

Н. И. Толстихин в 1936 г. выделил три главные группы минеральных вод: 1) щелочноземельные бикарбонатные воды, газирующие углекислотой; 2) натриевые термальные воды, газирую-

щие азотом; 3) соленые и гипсовые воды. Районы их распространения («провинции» минеральных вод, по Толстихину) были нанесены им на карту.

На рис. 161 приведена схема районирования минеральных вод, составленная автором с учетом данных, полученных в результате широкого развертывания поисковых и разведочных работ на территории СССР. На карте показаны следующие основные гидрогеохимические области и районы:

1. Области углекислых вод, содержащих газ метаморфического происхождения и приуроченных к районам магматических очагов не древнее третичного возраста. Среди этих вод встречаются кальциевые, магниевые и натриевые с различным соотношением сульфатов, гидрокарбонатов и хлоридов.

2. Области азотных вод, содержащих газ воздушного происхождения и отличающихся повышенной температурой. По химическому типу они натриевые, с тем или иным соотношением гидрокарбонатов, сульфатов и хлоридов. Наименее минерализованные воды обычно приурочены к гранитным массивам, наиболее минерализованные — к осадочным толщам.

3. Области хлоридно-натриевых и хлоридных кальциево-натриевых вод глубоких зон артезианских бассейнов на платформах. На некоторых участках выше залегают воды сульфатного состава.

4. Районы сероводородных, азотно-метановых и метановых вод с газами биохимического происхождения. Они приурочены к нефтеносным фациям или к скоплениям органических веществ (битумов, торфов и т. д.).

5. Области радоновых и железистых вод, приуроченных, главным образом, к районам развития кристаллических пород, прорванных различными интрузиями.

Месторождения минеральных вод заключены в пределах гидрогеохимических областей и районов. Применение понятия месторождение к подземным водам имеет большое научно-практическое значение, так как сближает гидрогеологию с учением о месторождениях полезных ископаемых и позволяет правильно ориентировать поиски и разведку подземных вод.

Для месторождений минеральных вод характерны следующие признаки:

1. Месторождение минеральной воды приурочено к определенному коллектору, который представляет собой водоносный пористый пласт или водоносную трещиноватую зону в пределах благоприятной геологической структуры. Тип и форма месторождения определяются особенностями геологической истории и динамикой подземных вод района месторождения.

2. Контуры месторождения могут быть установлены по содержанию характерных химических компонентов, газов или по общей минерализации. Они зависят от гидрогеологических условий и тектоники района месторождения, от стадии развития данной

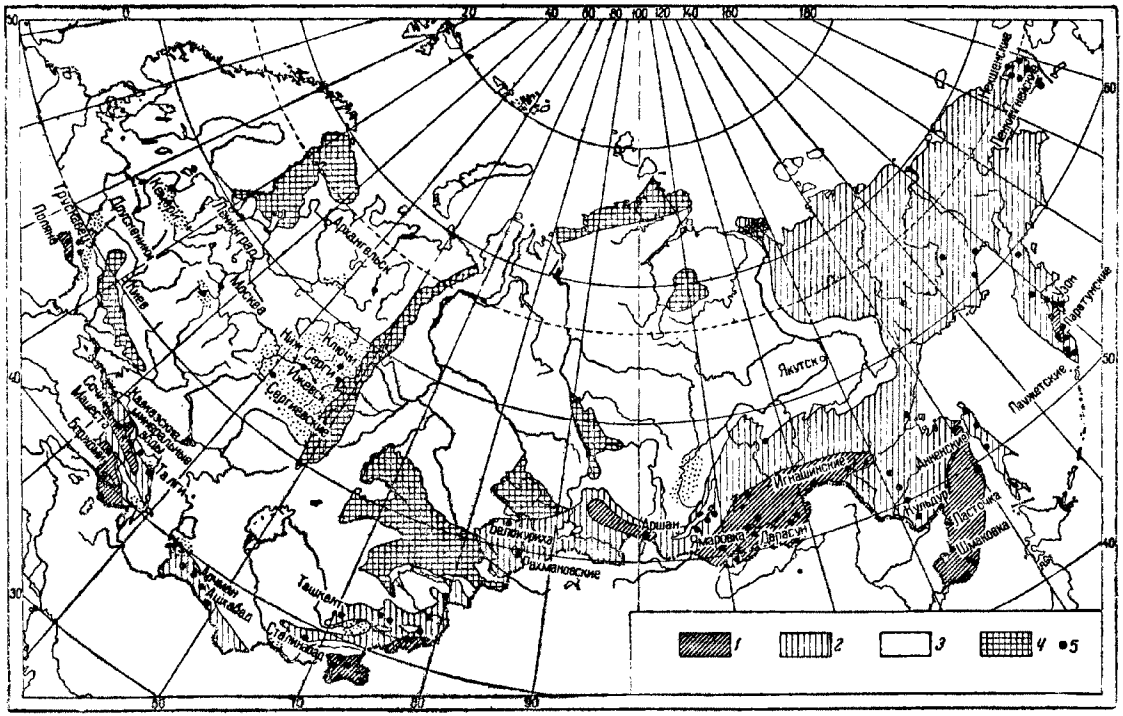


Рис. 161. **Схематическая карта природных минеральных вод СССР**

1 — области **углекислых** вод; *2* — области **азотных** термальных вод; *3* — платформенные области с негазирующими хлоридно-натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми водами (мелкими точками показаны районы сероводородных и метановых вод); *4* — области слабоминерализованных вод коры выветривания кристаллических и метаморфических пород, местами обогащенные металлами и радоном; *5* — минеральные источники

структуры, степени расчлененности местности эрозионной сетью, глубины вреза речных долин и от соотношения между пресными водами, поступающими обычно с открытых частей структур, и минеральными водами, залегающими в закрытых ее частях [1].

Понятие о месторождениях минеральных вод имеет и экономический смысл, так как они содержат запасы минеральной воды, эксплуатация которых ведется для курортно-санаторных целей, для экспорта, а также для получения тех или иных солей.

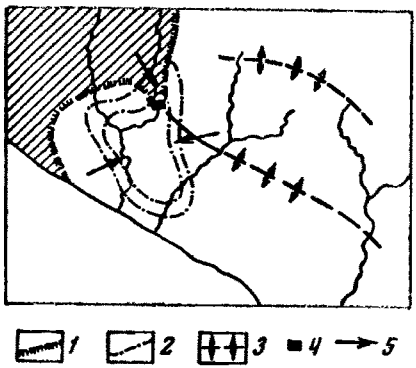


Рис. 162. Схема очага разгрузки месторождения минеральной воды

1 — „фронт" минеральных вод; *2* — гидроизопьезы; *3* — осн антиклинальных складок; *4* — каптажные сооружения; *5* — направлеине движения воды

Некоторые месторождения минеральных вод служат хорошими показателями наличия других ценных полезных ископаемых.

Формирование месторождений минеральных вод часто протекает в течение довольно длительного времени, и, вероятно, этим объясняется то, что минеральные воды нередко располагаются в зоне замедленного водообмена — в пограничной полосе между пресными водами зоны интенсивного водообмена и рассольными водами зоны весьма замедленного водообмена. Взаимодействие современных инфильтрационных вод и вытесняемых ими древних вод морского генезиса создает весьма ценные месторождения.

В природе обычно наблюдается сложное соотношение между динамическим месторождением воды и месторождением твердого полезного ископаемого. Контур динамического месторождения минеральной воды бывает сдвинут по отношению к статическому месторождению полезного ископаемого в направлении движения воды.

Своеобразны очертания динамических месторождений в очагах разгрузки минеральных вод. Граница между пресными и минеральными водами (или «фронт», как автор предлагает ее называть) в очаге разгрузки образует «язык», направленный острием к месту выхода воды на поверхность (рис. 162). Аналогичная картина наблюдается и в нефтяных месторождениях — в местах поступления нефти к забою скважин, расположенных у контура нефтеносности.

Контуры месторождений меняются в зависимости от хода геологической истории, степени разведанности и разработанности

[1] Откачки или самоизлив большого количества воды из скважин также могут изменить контуры месторождения минеральной воды, так как они влияют на соотношение между водами различной минерализации.

месторождения. При интенсивной и нерациональной эксплуатации месторождение может преждевременно истощиться. В некоторых случаях необходимо очень осторожно эксплуатировать месторождение, чтобы не нарушить естественного хода гидрогеохимических процессов.

Для нашей страны актуальной задачей является не только поиски месторождений минеральных вод, но и обеспечение таких условий, которые способствовали бы увеличению их эксплуатационных ресурсов и, быть может, созданию новых месторождений.

Главнейшие типы минеральных вод

Рассмотрим главнейшие типы лечебных минеральных вод (рис. 163).

Углекислые воды. Углекислые воды являются одним из наиболее своеобразных типов минеральных вод. К ним относятся характерные источники, имеющие различные названия: нарзаны на Северном Кавказе, маджарицхали, или мжавецхали, в Грузии, аршаны в Бурят-Монголии, квасы, или буркуты, в Карпатах, зауерлинги в Германии и т. д. Постоянно пульсирующие, обычно холодные и освежающие, расположенные в гористых живописных местах, они всегда привлекали внимание местного населения, и около них обычно создавались вначале небольшие народные курорты.

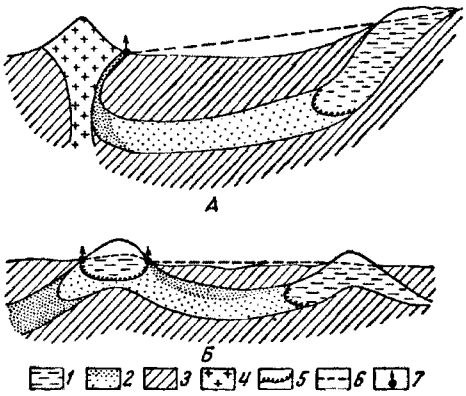


Рис. 163. Типы месторождений минеральных вод

А — углекислые; *Б* — сероводородные. *1* — пресная вода; *2* — месторождение минеральной воды (мелкими частыми точками показаны наиболее обогащенные участки); *3* — водоупорные породы; *4* — изверженные породы; *5* — граница между пресными и минеральными водами („фронт"); *6* — уровень воды; *7* — минеральные источники

Наиболее крупные районы углекислых источников расположены в очагах молодых интрузий, где на контактах изверженных и осадочных пород в некоторых местах формируются ценные горячие углекислые воды типов славяновской (Железноводск), Карловы Вары (Чехословакия), Исти-су (Азербайджан), Джермук (Армения). Существует мнение, что углекислые струи проявляются главным образом в центральных частях альпийской зоны. Однако фактические данные это опровергают; в частности, можно указать на почти полное отсутствие углекислых вод в Альпах, на наличие крупного «пояса углекислых вод Германии» к северу от альпийской зоны и огромное развитие углекислых вод в Забайкалье и на Большом Кавказе.

Углекислые воды образуются в результате того, что углекислота, выделяющаяся при температуре около 400° из горных пород, насыщает подземные воды различных химических типов, заключенные в крупных геологических структурах. Ввиду того, что такие структуры обычно приурочены к тектоническим поднятиям, в них преобладают гидрокарбонатные воды сравнительно небольшой минерализации. Так образуются углекислые воды типа Нарзан (Кисловодск), Аршан (Саяны) и Дарасун (Забайкалье). Однако

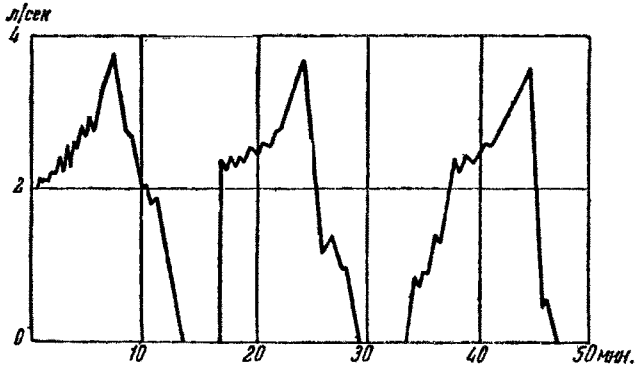


Рис. 164. График дебита интермиттирующего источника

среди углекислых вод встречаются воды и повышенной минерализации, например, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые (типа соляно-щелочных вод Ессентуков) и хлоридно-натриевые соленые воды (например, Арзни в Армении, Наугейм в Западной Германии и др.). Общая минерализация вод последнего типа достигает 30 *г/л*.

Динамика и режим этих вод приобретают специфические особенности у поверхности земли, где появляется газовая фаза. Ниже определенной глубины (10—30 *м*), которая называется «глубиной предельного давления», пузырьки свободно выделяющегося (спонтанного) газа отсутствуют. Движение воды в газирующих источниках происходит не в результате давления газа, а под влиянием гидростатического напора и снижения удельного веса столба жидкости у выхода воды на дневную поверхность (явление эрлифта).

Дебит свободно выделяющейся углекислоты обычно больше дебита вод в том же источнике в 1,5—3 раза. Неравномерность выделения газа, характер водовыводящих каналов и подмешивание пресных грунтовых вод вызывают явление перемежающегося режима, или интермиттенции (рис. 164). Газовый фактор заставляет с особой осторожностью и тщательностью изучать режим и давать оценку дебита углекислых вод. Интенсивно самоизливающийся углекислый источник (скважина) может постепенно умень-

шать свой расход, и для регулирования его режима требуются специальные мероприятия.

Многие углекисые минеральные воды при выходе на земную поверхность теряют часть углекислоты и образуют мощные отложения карбоната кальция — известкового туфа (травертина). На рис. 165 показан травертиновый конус на одном из углекислых источников Памира, расположенном на высоте более 4000 *м* над уровнем моря. Результатом накопления травертина является так-

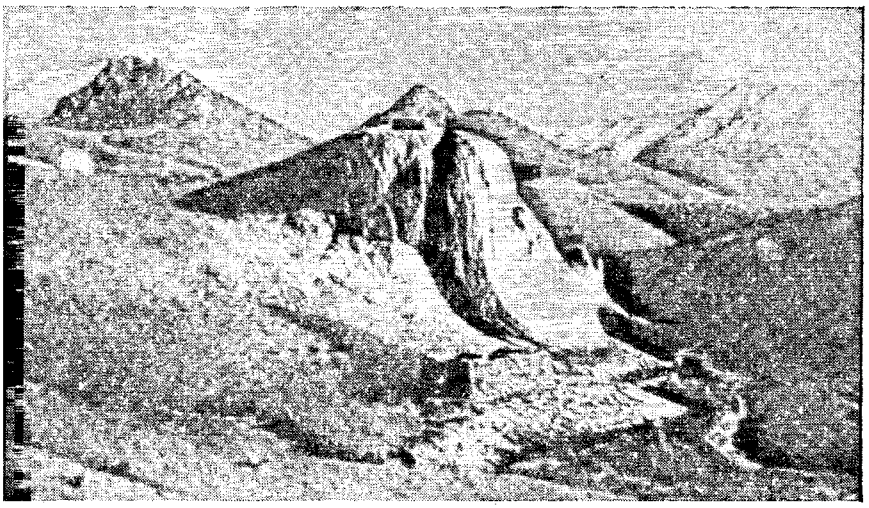


Рис. 165. Травертиновый конус углекислого источника на Памире (фото Н. М. Прокопенко)

же Горячая гора в Пятигорске, образующая отрог горы Машук. По соотношению травертинов с речными террасами можно установить хронологию перемещения мест выхода минеральных вод по мере врезания речных долин.

Сероводородные, или сульфидные, воды. Сероводород чрезвычайно широко распространен в природе. Воды, содержащие сероводород, имеют большое значение в современной бальнеологии. Сероводородные воды приурочены к осадочным отложениям и находятся в парагенетических соотношениях с нефтью, жидкими и твердыми битумами, а также углеводородными газами.

По существующим нормам, для того, чтобы вода могла называться минеральной, достаточно присутствия в ней 1 *мг/л* сероводорода. Однако в последние годы специфическими сульфидными водами стали считаться воды с содержанием общего титруемого иодом сероводорода более 10 *мг/л*. Под общим сероводородом, или суммой серы, понимается сумма свободного сероводорода H_2S, гидросульфидного иона HS^-, тиосульфата $S_2O_3^{--}$,

сульфита SO_3^{--} и сульфида S^{--}. Соотношение между отдельными компонентами зависит от сульфидно-карбонатного равновесия и связано со степенью диссоциации ионов, в свою очередь определяемой концентрацией водородных ионов pH. Для сероводородных вод характерно $5 < pH < 6{,}5$, для сероводородно-гидросульфидных $6{,}5 < pH < 7{,}5$, для гидросульфидных $7{,}5 < pH < 9$.

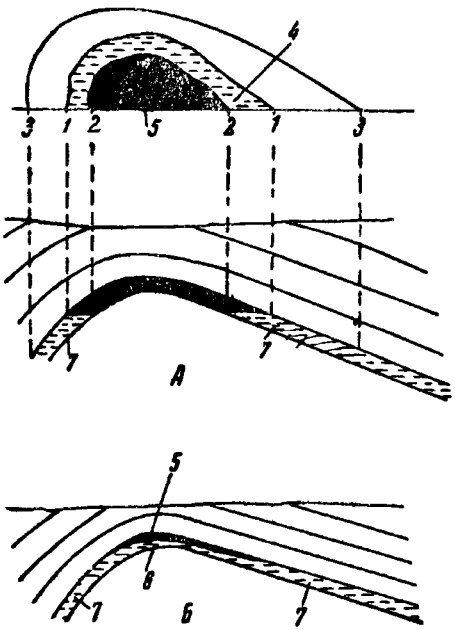


Рис. 166. Условия залегания воды и нефти в антиклинальной складке

А — нефтяная залежь, оконтуренная водой (план и разрез); *Б* — нефтяная залежь с контурной и подошвенной водой. *1* — контур нефтеносности; *2* — контур водоносности; *3* — горизонтали пласта; *4* — приконтурная зона; *5* — нефть; *6* — подошвенные воды; *7* — краевые, или контурные, воды

Наиболее богатые сероводородом воды (так называемые крепкие сероводородные воды, с содержанием общего сероводорода более 150 *мг/л*) по химическому типу являются хлоридно-натриевыми или хлоридными кальциево-натриевыми и обычно содержат повышенные количества иода, брома, аммония и борной кислоты. Они развиты преимущественно в районах нефтяных месторождений и местами окаймляют нефтяные залежи (рис. 166). По мере эксплуатации залежи такие воды начинают поступать в скважины вместо нефти. Замещение нефти водой может происходить и естественным путем.

На сероводородных водах высокой концентрации (мацестинского типа) создались известные курорты: Сочи — Мацеста и Талги на Кавказе, Усть-Качка у Краснокамска (Приуралье), Чимион в Фергане и др. По происхождению высококонцентрированные сероводородные воды обычно относятся к древним метаморфизованным водам морского генезиса.

Хлоридно-сульфатные или более сложные по составу воды обычно содержат меньше сероводорода и относятся к водам средней концентрации (содержание общего сероводорода ~ 70—150 *мг/л*). Они встречаются обычно по окраинам альпийской складчатой зоны.

Еще меньше сероводорода, как правило, содержат холодные сульфатно-кальциевые воды платформенных областей, связанные с выщелачиванием гипса и восстановлением сульфатов в торфянистых или илистых отложениях, богатых органическим веще-

ством. К числу этих вод относятся воды курортов Кемери на Рижском взморье и Краинка в Тульской области. Но некоторые месторождения этих вод, связанные с коренными породами, содержат сероводород в значительно большем количестве (Немиров, Любень-Великий и др.). В Заволжье на таких водах создан известный курорт Сергиевские Минеральные Воды.

Особой разновидностью этих вод являются воды, которые В. И. Вернадский назвал водами «пиренейского» типа. Они отличаются малой минерализацией, высокой щелочностью (pH > 8), высокой температурой и содержат преимущественно связанный сероводород в виде гидросульфидного иона. Обычно воды этого типа приурочены к трещинам изверженных или туфогенных пород. По химическому типу они являются гидрокарбонатно-хлоридно-натриевыми, с относительно повышенным содержанием кремневой кислоты и некоторых микроэлементов. На Кавказе к этим водам относятся воды курорта Горячий Ключ около Краснодара, Кумогорск в районе кавказских Минеральных Вод, Тбилисские термы и др. В Пиренеях наибольшую известность имеют курорты Баньер-де-Люшон, Бареж, Котере и др.

Радиоактивные воды. Слабо минерализованные радиоактивные (радоновые) воды применяются в бальнеологии. Как известно, при радиоактивном распаде атомов возникает три вида лучей:

α — сильно поглощаемые, положительно заряженные ядра атомов гелия;

β — отрицательно заряженные частицы — электроны;

γ — трудно поглощаемые частицы, близкие к рентгеновским лучам.

Радиоактивный распад атомов подчиняется совершенно определенному математическому закону: в каждую единицу времени от всех имеющихся в наличии атомов распадается некоторая постоянная доля; число остающихся атомов выражается показательной функцией времени. Если в начальный момент было N_0 атомов элемента, то по истечении промежутка времени t останется число атомов N_t, связанное с N_0 уравнением:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t},$$

где e — основание натуральных логарифмов;

λ — так называемая радиоактивная постоянная, или константа распада, данного радиоактивного элемента.

Величина τ, обратная радиоактивной постоянной, называется средней продолжительностью жизни элемента:

$$\tau = \frac{1}{\lambda}.$$

Промежуток времени, в течение которого распадается половина первоначального количества элемента, называется периодом полураспада T. Период полураспада колеблется для различных элементов в пределах от 10^{-11} сек. до 10^{+10} лет.

Между величинами T, τ и λ существует следующая зависимость:

$$T = 0{,}693147\,\frac{1}{\lambda} \quad \text{или} \quad T \approx 0{,}7\,\frac{1}{\lambda} \approx 0{,}7\tau.$$

Радиоактивные элементы, распадаясь, превращаются в другие радиоактивные элементы, образуя, таким образом, ряды, или семейства, радиоактивных элементов, в которых конечными членами являются нерадиоактивные продукты. В настоящее время известны три радиоактивных ряда: урана — радия, актиния и тория.

Атом радия, выбрасывая α-частицу, превращается в атом радона (эманация радия). Период полураспада радона составляет всего 3,825 суток, поэтому радиоактивность вод, которая определяется содержанием радона, необходимо определять на месте, у источника. Воды, содержащие только газовую эманацию радия, принято называть радоновыми. Воды с наличием в растворе более 10^{-11} *г/л* радия называют радиевыми или радиеносными. Кроме того, имеется группа радоно-радиевых вод, содержащих повышенное количество как радия, так и радона, причем содержание последнего превышает равновесное количество.

Наиболее известными курортами, возникшими на радоновых водах, являются Цхалтубо (Грузия) и Белокуриха (Алтайский край). Кроме радона и радия, некоторые воды содержат уран, в меньшей мере — торий X и мезоторий I.

Единицами измерения содержания эманации радия являются единица Махе и эман.

Единица Махе (*МЕ*) представляет собой такое количество эманации радия в 1 *л* воды или газа, которое вызывает в ионизационной камере при полном поглощении α-частиц ток насыщения, равный 0,001 электростатической единицы. Вода называется радиоактивной, если она содержит не менее 3,5 МЕ.

Эман (эм) равен 1×10^{-10} кюри на 1 *л* воды (кюри — количество эманации радия, находящееся в равновесии с 1 *г* чистого радия). Единица кюри принята в 1910 г. на Брюссельском радиологическом конгрессе, а эман — в 1921 г. на совещании в Фрейберге.

В СССР радоновые воды классифицируются следующим образом:

	эм
Сильно радоновые	> 300
Со средним содержанием радона	300—100
Слабо радоновые	100—35

Радиоактивные воды обычно связаны с кислыми интрузивными породами (гранитами и др.) или с продуктами их разрушения, причем переход эманации радия в раствор происходит при разрушении пород, в которых заключены радиоактивные элементы (уран, торий). Дальнейшая их миграция, распад и накопление происходят в отдельных участках коры выветривания или даже в четвертичных отложениях (аллювий, делювий, травертины

и т. п.). Многие радоновые воды представляют собой холодные грунтовые воды, залегающие над массивами или жилами кислых изверженных пород.

Следует отметить, что в обогащении вод радиоактивными элементами большое значение имеют гидрогеологические условия. В частности наиболее высокоактивные воды часто приурочены к участкам с небольшим коэффициентом фильтрации и обладают незначительным дебитом.

Каптаж минеральных вод

Каптаж представляет собой сооружение, с помощью которого минеральная вода захватывается на глубине, соответствующей ее оптимальному составу, дебиту и температуре, и предохраняется от загрязнения. Вид каптажа зависит от генетического типа минеральной воды. Для некоторых типов сероводородных и радиоактивных вод, которые обогащаются сероводородом и радоном на небольшой глубине,

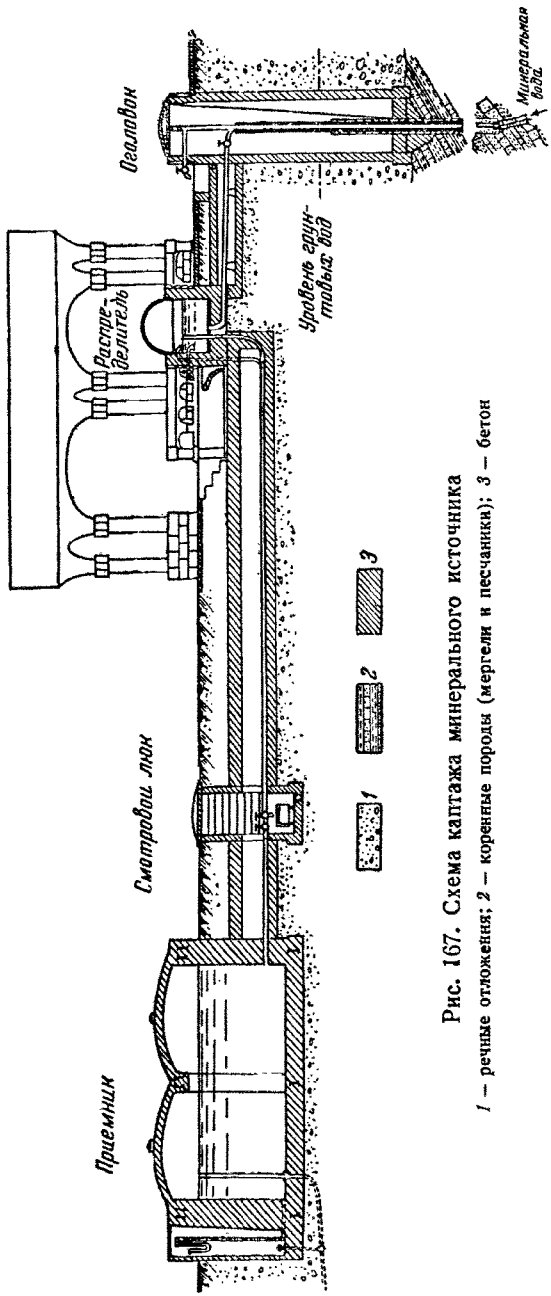


Рис. 167. Схема каптажа минерального источника

1 — речные отложения; 2 — коренные породы (мергели и песчаники); 3 — бетон

каптаж может быть представлен неглубокими колодцами и скважинами. Для термальных азотных и углекислых вод глубина каптажа достигает нескольких сот метров.

Каптаж должен предотвращать потери воды и газа и предохранять минеральную воду от проникновения поверхностных, часто загрязненных вод и от неблагоприятного влияния прочих природных факторов.

Следует различать: а) каптаж минерального источника и б) каптаж минеральной воды. Первый служит для захвата естественного выхода минеральной воды, и устройство его сводится к очистке места выхода и обделке его деревом, цементом, каменной кладкой, бетоном и т. д.; второй представляет собой сооружение, посредством которого вода выводится на поверхность в наиболее удобном месте, и состоит из подземной части — от места вскрытия водоносной зоны до поверхности земли — и поверхностной (бювет), где происходит регулирование подачи воды и ведутся контрольные наблюдения за режимом. Система контроля и схема оборудования должны быть таковы, чтобы в любой момент можно было знать состояние водоносной зоны и самого каптажа. Естественно, что каптаж может гарантировать от внезапного прекращения функционирования источника или загрязнения воды только в том случае, если он спроектирован на основании детального геолого-гидрогеологического изучения района и разведки данного месторождения.

Старый способ каптирования заключался в том, что вырывался котлован до коренных пород и обнажалась вся поверхность пород, на которой можно захватить трещинки с минеральной водой; окружающие участки затрамбовывались, бетонировались, и вода поступала в бассейн только через определенные отверстия. При этом способе часть струек все же не захватывалась каптажом. Иногда каптаж представлял собой колодец или шахту, которые закреплялись деревом, каменной кладкой или бетоном. В последнее время для той же цели стали применять буровые скважины, что оказалось наиболее удобным и рациональным для всех типов минеральных вод за исключением тех, которые приобретают свои целебные свойства вблизи от поверхности земли. На склонах гор и долин для пересечения водоносных зон пользуются штольнями. Местами каптаж представляет собой сочетание шахты или штольни с буровой скважиной.

На рис. 167 приводится схема каптажа минеральных вод.

В целях предохранения минеральных вод от загрязнения вокруг эксплуатируемых источников устанавливают зоны санитарной охраны, подобные зонам охраны пресных источников, используемых для водоснабжения городов. Первая зона, прилегающая непосредственно к выходам воды, является зоной наиболее строгого режима, вторая представляет собой зону ограничения и охватывает территорию курорта, а третья — зона наблюдений — обнимает весь район распространения и формирования минеральной воды.

Глава 20

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫХОДА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ (ИСТОЧНИКИ)

Понятие об источниках

Каждый бассейн подземных вод имеет область питания и область стока. В некоторых бассейнах эти области хорошо выражены и их легко установить, в других они замаскированы, слабо выражены в рельефе, и их можно выделить только на основе тщательного гидрогеологического анализа. Главным элементом такого анализа является изучение выходов подземных вод на поверхность земли. Эти выходы принято называть источниками.

Следовательно, под словом источник подразумевается *место естественного истечения* воды. Пресные источники называются иногда родниками, или ключами, а на Украине — криницами. Искусственные вскрытия подземных вод, в отличие от источников, называют колодцами — грунтовыми или артезианскими, в зависимости от типа вскрытой воды.

По существу источники могут рассматриваться как своеобразные природные сооружения, из которых ведется откачка воды и около которых всегда наблюдается депрессия в водоносном горизонте, как это имеет место и при откачках из искусственных выработок. Однако длительность функционирования естественных источников несоизмерима с коротким периодом опытных откачек, проводимых в целях определения фильтрационных свойств пород или расхода подземного потока.

Подземные воды выходят на поверхность земли, если происходит прорезание водоносного горизонта эрозионной сетью. В общем случае появлению источников способствуют поднятия, и этим объясняется обилие источников в молодых горных странах. Но и в равнинных, платформенных областях нередко создаются благоприятные условия для развития источников, хотя разнообразие их типов относительно невелико. В некоторых равнинах, особенно пустынных, источники совершенно отсутствуют или появляются в редких случаях: при наличии подземного выступа коренных пород, у дайки изверженных пород и т. д. Искусственно выходы подземных вод в таких районах создаются с помощью кяризов или буровых скважин.

В случае подземных вод, имеющих свободную поверхность (верховодка, грунтовые воды), источник представляет собой *сток* воды, иногда несколько затрудненный вследствие подпора,

создаваемого поверхностными глинистыми образованиями. В случае напорных артезианских вод в месте выхода их на поверхность происходит быстрое истечение воды вверх по сбросу или по пласту за счет энергии, обусловленной разностью отметок областей питания и выхода; происходит, как говорят, разгрузка вод (рис. 168). Различие между «стоком» и «разгрузкой» вод следует

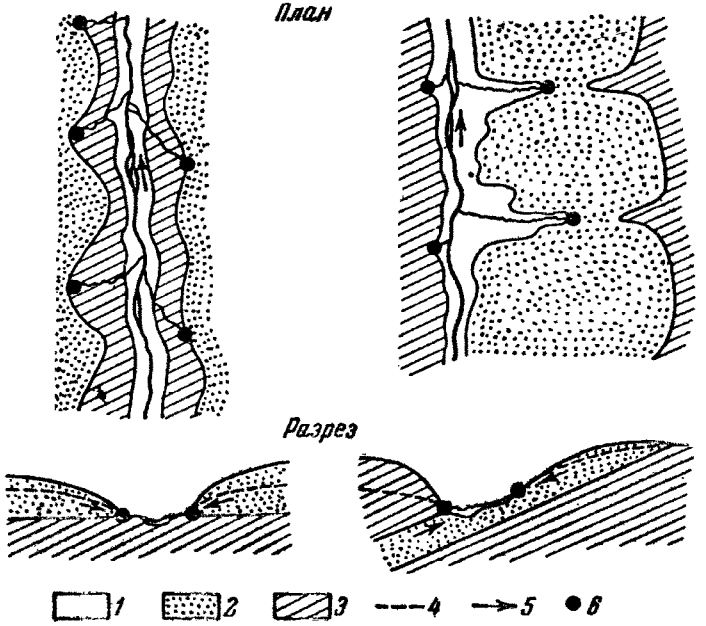


Рис. 168. Схема появления источников

1 — аллювий; *2* — водопроницаемые породы; *3* — водоупорные породы; *4* — уровень воды; *5* — направление движения воды; *6* — источники

учитывать при изучении источников. Равномернопроницаемые (пористые) породы дают возможность стока и образования источников по всей линии пересечения зеркала воды земной поверхностью, трещиноватые же породы создают условия, благоприятные для стока или разгрузки только в определенных местах.

Дебит источников связан с водообильностью пород, к которым они приурочены. Максимальные дебиты (более 10 *л/сек*) характерны для источников в трещиноватых известняках или галечниках, минимальные (менее 1 *л/сек*) — для источников в песчано-глинистых и сланцеватых толщах.

Изучение режима и дебитов источников позволяет судить о водном балансе в районе формирования подземной воды. Учет всех источников на определенной территории, который в некоторых, хорошо обнаженных районах может осуществляться аэрогеологическими методами, позволяет определить важную вели-

чину — модуль подземного стока, т. е. количество воды, стекающей в 1 сек. с 1 $км^2$ площади подземного бассейна.

Многие источники появляются на контактах различных свит или в зонах тектонических разрывов и, хотя четвертичные отложения маскируют места выхода воды, все же картируя источники, можно получить ценный материал по геологической структуре района.

Необходимо иметь в виду, что в полевых условиях сделать вывод о причинах появления того или иного источника не всегда возможно; часто необходимо произвести физико-химическое исследование вод, выяснить режим источника, сопоставить условия выхода воды с геологическими данными, а в некоторых случаях организовать разведочные работы.

Очень важно различать главные выходы подземных вод и деривaты, представляющие собой боковые ответвления главных выходов. Во многих местах наблюдается сосредоточенность источников в одном пункте, причем некоторые из этих источников — теплые, минеральные, некоторые — холодные, пресные, а ряд источников относится к промежуточным типам. Отмечая это обстоятельство, важно напомнить, что каждый минеральный источник представляет собой проявление своеобразного динамического месторождения минеральной воды, заключенного среди вод иного состава и в определенной полосе фронта подвергающегося разбавлению пресными водами.

При изучении современных гидрогеологических условий того или иного района необходимо учитывать гидрогеологию его прошлого (палеогидрогеологию), а также колебательные движения земной коры, неравномерность которых определяет разность отметок областей питания и выхода подземных вод, создавая необходимые предпосылки для их движения. Степень подвижности воды до некоторой степени обусловливает закономерности распределения вод различной минерализации и температуры.

Специфические гидрогеологические условия свойственны районам «вечной» мерзлоты. Вследствие господства отрицательных температур и сезонного промерзания деятельного слоя и надмерзлотных вод, источники в этих районах часто появляются периодически, нередко мигрируют с места на место, а местами возникают на короткий срок и затем исчезают. Вместе с тем в области «вечной» мерзлоты известны мощные выходы подземных вод, дающие гигантские наледи, описанные П. Ф. Швецовым.

В районах молодой интрузивной и вулканической деятельности появляются источники, газирующие углекислотой. Широкой известностью пользуется мощный, непрерывно бурлящий углекислый источник кисловодский Нарзан, представляющий собой выход артезианской трещинно-пластовой воды; к этому же типу относятся горячие углекислые источники типа шпрудель в Карловых-Варах (Чехословакия) — выходы напорной воды из трещин гранитного массива, расположенного в пределах артезианского бассейна (хо-

тя раньше шпрудель всегда приводили как пример типичного «ювенильного» источника, восходящего под напором газов).

В районах нефтяных и газовых месторождений при наличии глинистых пород, пропитанных подземной водой, в результате гидродинамического напора в очагах разгрузки подземных вод появляются своеобразные источники, газирующие метаном, — грязевые сопки.

Гейзеры — периодически фонтанирующие горячие источники, развитые в районах современного вулканизма. Горловины гейзеров обычно представляют собой конусообразные накопления светлого кремнистого туфа — гейзерита, откладывающегося из горячей воды при участии некоторых форм водорослей. Внутри этих накоплений создается чашеобразный бассейн с каналом на дне, по которому из глубин поступает вода. Через определенные промежутки времени вода в канале и бассейне начинает бурлить и кипеть, и из горловины гейзера с шумом вырываются пузырьки паров и выбрасывается фонтан кипящей воды, который некоторое время действует, а затем ослабевает и прекращается. Каждый гейзер имеет свой ритм извержения, который может изменяться в зависимости от геологических и метеорологических условий, стадии развития гейзера и состояния его канала.

Свое наименование гейзеры получили от района Гейзер в Исландии, где они наблюдались впервые. На территории Советского Союза гейзеры известны на Камчатке. Еще в 1737—1740 гг. известным русским путешественником С. Крашенинниковым были описаны гейзеры (ныне значительно ослабившие свою деятельность), расположенные на юге Камчатского полуострова, в небольшой долине р. Паужетки, истоки которой находятся у подножья вулканов Кошелева и Камбального. В 1941 г. в восточной части полуострова, прилегающей к Кроноцкому заливу, Т. И. Устиновой были обнаружены более активно действующие гейзеры, расположенные группами между двумя вулканами — Узоном и Кихпиничем — в долине р. Гейзерной, левого притока р. Шумной, вытекающей из кальдеры Узона среди вулканических пород (рис. 169).

В долине Гейзерной насчитывается 12 крупных гейзеров и множество мелких; есть и периодически действующие горячие источники. Температура воды у выхода из канала колеблется от 94,5 до 99,25°.

Кроме СССР и Исландии, широко известны гейзеры Иеллоустонского национального парка в США, расположенного в верховьях рек Иеллоустон, Мадисон и Снейк на высоте 2300—2670 *м* над уровнем моря. Здесь известно несколько тысяч горячих источников, среди которых около 85 настоящих гейзеров, периодически извергающихся и отлагающих кремнезем. Горячие источники и гейзеры откладывают кремнезем опалового характера с пятнами красных, розоватых, бурых и желтых оттенков.

Гейзеры Иеллоустонского парка впервые были обследованы в 1871 г. При атмосферном давлении, соответствующем высоте рас-

положения этой местности, температура кипения воды составляет 93,3°. Некоторые гейзеры характеризуются температурой воды, близкой к этой цифре, большинство — несколько более низкой, но отдельные — даже немного более высокой. Например, один из крупнейших гейзеров «Гигант», действующий периодически через 3 дня, выбрасывает столб воды высотой до 40 *м*, с температурой 94,8°.

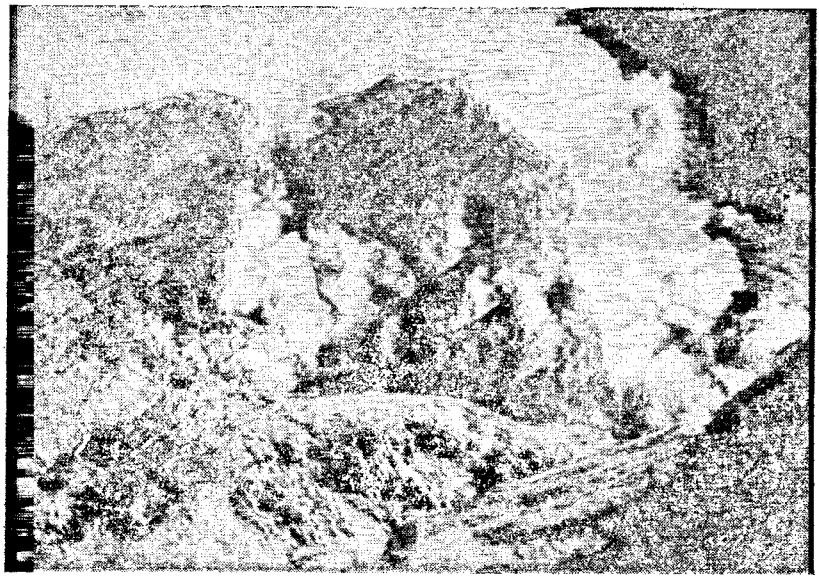


Рис. 169. Долина гейзеров на Камчатке (фото В. В. Иванова)

Много фонтанирующих горячих источников было обнаружено на высоте 4700 *м* над уровнем моря в одном из районов Тибета. Температура воды этих гейзеров приблизительно равна температуре ее кипения на этой высоте, т. е. 84°.

Большие гейзеры известны на северном острове Новой Зеландии. Прекрасные террасы у озера Ротомогана, образованные отложениями этих гейзеров — розовым кремнистым туфом — были разрушены в 1886 г. при извержении вулкана Таравера.

Мест появления гейзеров гораздо меньше, чем районов молодых вулканов, так как гейзеры возникают лишь при благоприятном сочетании гидрогеологических и геологических условий. Многие гейзеры, ранее действовавшие, позже прекратили извержения и превратились в горячие источники.

Гейзеры следует рассматривать как одну из форм деятельности подземных вод в областях вулканических извержений. Неравномерность поступления воды на поверхность земли при наличии сложных каналов вызывает явление периодического выброса воды

Таблица 48

Химический состав воды гейзеров (в *г/л*)

Местоположение	Камчатка			Исландия	Иеллоустонский парк, США
Наименование гейзера	Малый	Ванна	Сахарный	Большой гейзер	Коралловый шпрудель
Температура воды	97,5°	94,5°	94,0°	89°	73°
Na^+	0,405	0,468	0,456	0,254	0,393
Mg^{++}	0,008	0,012	0,015	0,002	0,002
Ca^{++}	0,011	0,020	0,015	—	0,010
Cl^-	0,594	0,722	0,699	0,144	0,709
SO_4^{--}	0,098	0,109	0,150	0,170	0,003
HCO_3^-	0,072	0,072	0,089	0,169	0,029
H_2SiO_3	0,281	0,323	0,383	0,624	0,788
pH	7,3	7,9	8,4	—	—
Формула Курлова	$M_{1,5}\frac{Cl_{84}SO^4_{10}}{Na_{89}}$	$M_{1,9}\frac{Cl_{85}SO^4_{10}}{Na_{86}}$	$M_{1,9}\frac{Cl_{81}SO^4_{13}}{Na_{80}}$	$M_{1,4}\frac{Cl_{36}HCO^3_{25}SO^4_{19}}{Na_{97}}$	$M_{2,1}\frac{Cl_{98}}{Na_{84}}$
$\frac{rNa}{rCl}$	1,1	1	1	2,7	0,9
$\frac{Cl}{Br}$	212	145	87,4	—	—

и пара. Вследствие давления водяного столба перегретая вода нижних частей канала, находящаяся в состоянии покоя, не превращается в пар, но по мере истечения происходит выделение паров отдельными пузырями, начинается кипение, и, наконец, в критический момент, когда в результате выбрасывания части воды давление уменьшается, перегретая вода, мгновенно обратившись в пар, производит извержение.

По химическому составу вода большинства гейзеров относительно слабо минерализована (1—2 *г/л*), по типу она хлоридно-натриевая или гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая (табл. 48). Вода некоторых гейзеров, например Атами в Японии, имеет минерализацию около 10 *г/л* и по типу относится к хлоридным кальциево-натриевым.

Что касается генезиса воды гейзеров, то большая часть их атмосферного происхождения, часть является видоизмененной морской водой и, повидимому, лишь небольшая часть непосредственно связана с магматическими очагами. Обращает на себя внимание относительно высокое содержание в этих водах кремневой кислоты. В некоторых гейзерах наблюдается повышенное содержание в воде борной кислоты. В Тоскане (Италия) сгущения водяного пара «соффиони» служат источниками добывания борной кислоты. Здесь же выходы водяного пара, извергающегося под давлением от 2 до 5 *атм*, а в отдельных случаях даже до 14 *атм*, использованы для энергетической установки, которая в 1941 г. давала за год свыше 100 000 *квт*.

В районах гейзеров таятся большие энергетические возможности. В Исландии, в окрестностях г. Рейкиявик, горячая вода гейзеров издавна используется для повседневных хозяйственных нужд. Вода Большого гейзера также используется для различных целей, в том числе для отопления зданий и теплиц, для орошения полей. На острове Ява на энергии гейзеров построено несколько силовых установок, аналогичных итальянским.

На воде горячих источников работают энергетические установки севернее Сан-Франциско (Калифорния).

Таким образом, гейзеры не только представляют собой интересные природные явления, но и указывают на наличие тепловой энергии, которая может быть использована в народном хозяйстве.

Классификация источников

В литературе о подземных водах можно найти многочисленные классификации источников, составленные зарубежными геологами и гидрогеологами, но большей частью они построены на формальных признаках и далеко не отвечают современным представлениям о природе формирования подземных вод. Например, А. Гейм предложил выделять источники в рыхлых наносах и источники в коренных породах. Наиболее популярным и глубоко укоренившимся является предложенное К. Кейльгаком деление источников на

нисходящие и восходящие. Это деление, основанное на физическом признаке, имеет смысл, но принять за основной критерий характер движения воды, который нельзя установить прямыми наблюдениями, вряд ли было бы правильно. Вызывает сомнение и целесообразность выделения источников, восходящих под давлением газов, поскольку на сравнительно небольшой глубине все газы находятся в растворенном состоянии и влияние выделяющихся пузырьков газа сказывается лишь на последнем участке пути воды газированных источников, где происходит снижение удельного веса жидкости.

В основу рациональной классификации источников надо положить следующие принципы: 1) учет условий формирования главнейших генетических типов подземных вод; 2) подразделение источников на группы в зависимости от стадии формирования геологических структур и рельефа; 3) охват всех типов подземных вод как пресных, так и минеральных и рассолов; 4) ясное представление о динамике подземных вод и признание гидростатического напора, определяемого разностью отметок области питания и выхода воды, главной движущей силой подземных вод.

По мере врезания эрозионной сети артезианские воды постепенно превращаются в грунтовые и восходящие источники заменяются нисходящими; поэтому без учета геологической истории нельзя проследить эволюцию систем источников. В некоторых случаях пути миграции источников можно установить по приуроченности источников к различным террасам и по отложениям источников: известковым туфам, травертинам и т. п.

Рассмотрение всего накопленного материала по подземным водам позволяет выделить три основные группы источников: 1) источники, питающиеся верховодкой; 2) источники грунтовых вод и 3) источники артезианских вод. Характерные типы последних двух групп представлены на рис. 170.

Каждую группу можно разбить на подгруппы в зависимости от приуроченности к тем или иным горным породам (пористым или трещиноватым). Специфические особенности характеризуют источники районов многолетней мерзлоты и молодого вулканизма. Внутри каждой подгруппы выделяются отдельные типы источников.

Источники, питающиеся верховодкой, возникают в зоне аэрации, выше уровня грунтовых вод. Они испытывают резкие эпизодические колебания дебита, температуры и состава, а временами совершенно исчезают.

Источники грунтовых вод относительно более постоянны, хотя они также подвержены сезонным и в меньшей степени эпизодическим колебаниям, зависящим от гидрометеорологических и гидрогеологических условий.

Источники грунтовых вод можно разбить на три типа: эрозионные, контактовые и переливающиеся.

Эрозионные источники (рис. 170, *А*) появляются в результате врезания в водоносный горизонт эрозионной сети: рек,

ручьев, ложбин и т. п. Расположение их определяется рельефом. По существу дренирующие артерии являются как бы вытянутыми гигантскими источниками, поступление воды в которые иногда заметно на глаз, а иногда обнаруживается гидрометрическими методами (по изменению расхода реки).

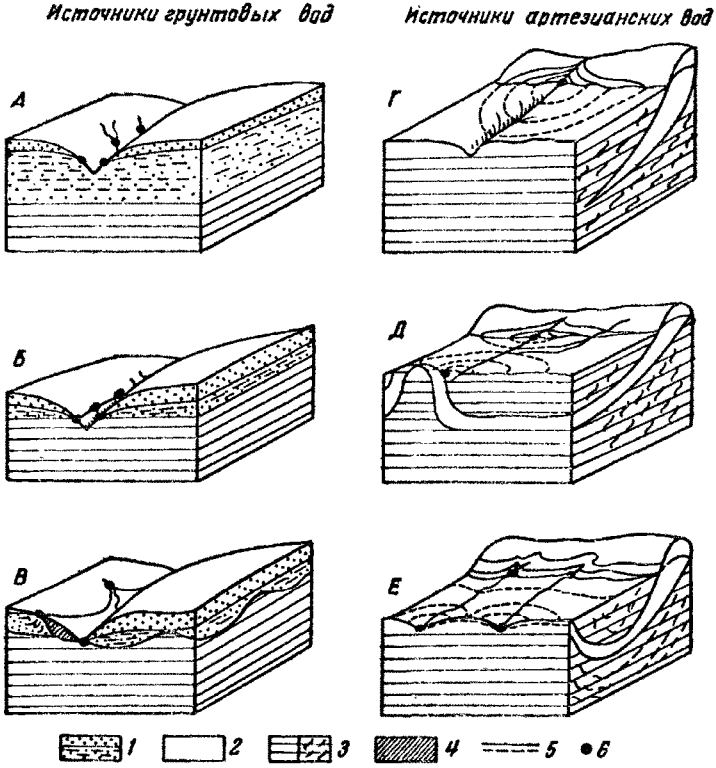


Рис. 170. Основные типы источников

Источники грунтовых вод: *А* — эрозионные; *Б* — контактовые; *В* — переливающиеся. Источники артезианских вод: *Г* — артезианский склон; *Д* — артезианский бассейн с местным очагом разгрузки; *Е* — артезианский бассейн с линейной разгрузкой. *1* — горизонт грунтовых вод в рыхлых пористых отложениях; *2* — горизонт артезианских вод; *3* — водоупорные слои; *4* — глинистый делювий; *5* — уровни подземных вод (гидроизогипсы и гидроизопьезы); *6* — места выхода подземных вод — источники

Контактовые источники (рис. 170, *Б*) весьма широко распространены в природе. Они возникают на контактах свит различной проницаемости в случае залегания хорошо проницаемого водоносного горизонта на относительно водоупорном. Большое значение в распределении контактовых источников имеет наклон и форма водоупорного ложа.

Переливающиеся источники (рис. 170, *В*) характеризуются наличием восходящих движений воды вблизи места ее вы-

хода и, таким образом, до некоторой степени приближаются к артезианским источникам. Этот тип источников может возникать, главным образом, в следующих случаях: а) при наличии на склоне водоупорного глинистого плаща, например, делювия; б) при фациальной изменчивости пласта, выклинивании водоносных горизонтов, при больших неровностях водоупорного основания и т. п.; в) при наличии сброса, который создает барьер из более плотных пород. Разновидностей переливающихся источников может быть очень много.

Источники артезианских вод отличаются сравнительным постоянством режима. Это — восходящие источники, появляющиеся в очагах разгрузки артезианских бассейнов и склонов, в местах наиболее благоприятного сочетания геологической структуры и рельефа. Обычно они приурочены к контактам водоносных и водоупорных свит или к зонам тектонических разрывов. В горно-складчатых областях источники образуют зоны разгрузок, имеющие линейный характер и протягивающиеся на большие расстояния.

Можно выделить артезианские источники: а) краевых зон, б) внутренних зон и в) местных очагов разгрузки. В зонах крупных тектонических разломов возникают термальные и горячие источники. В некоторых случаях артезианские воды скрыто разгружаются в аллювиальные отложения долин рек.

Среди артезианских источников выделяются два типа: источники артезианских склонов и источники артезианских бассейнов.

Источники артезианских склонов (рис. 170, *Г*) возникают в предгорных участках в случае моноклинальных структур или фациального изменения пластов при выклинивании горизонтов в сторону предгорий. Эти источники появляются по окраинам горных стран при наличии водоносных комплексов, уходящих под покров водоупорных свит. В результате гидростатического напора, создающегося в приподнятом крыле, происходит вытеснение воды из области напора, и в поперечных долинах на контакте водоносного и водоупорного горизонтов возникает полоса мощных восходящих источников.

Для источников артезианских бассейнов можно выделить два подтипа: источники местных (очаговых) структур (рис. 170, *Д*) и источники линейных структур (рис. 170, *Е*). Разница между ними весьма существенна. Источники местных структур появляются в резко очерченных очагах разгрузки, к которым стремятся подземные воды с большой площади артезианского бассейна. Источники линейных структур располагаются закономерно по отношению к элементам складчатости, благодаря чему можно выделить различно направленные «зоны источников»: продольные, поперечные и диагональные. Но в любом случае источники стремятся появиться в гипсометрически наиболее низкой точке; это следует учитывать при поисках подземных вод.

Анализ причин появления подземной воды на земной поверхности должен производиться на основе ясного представления

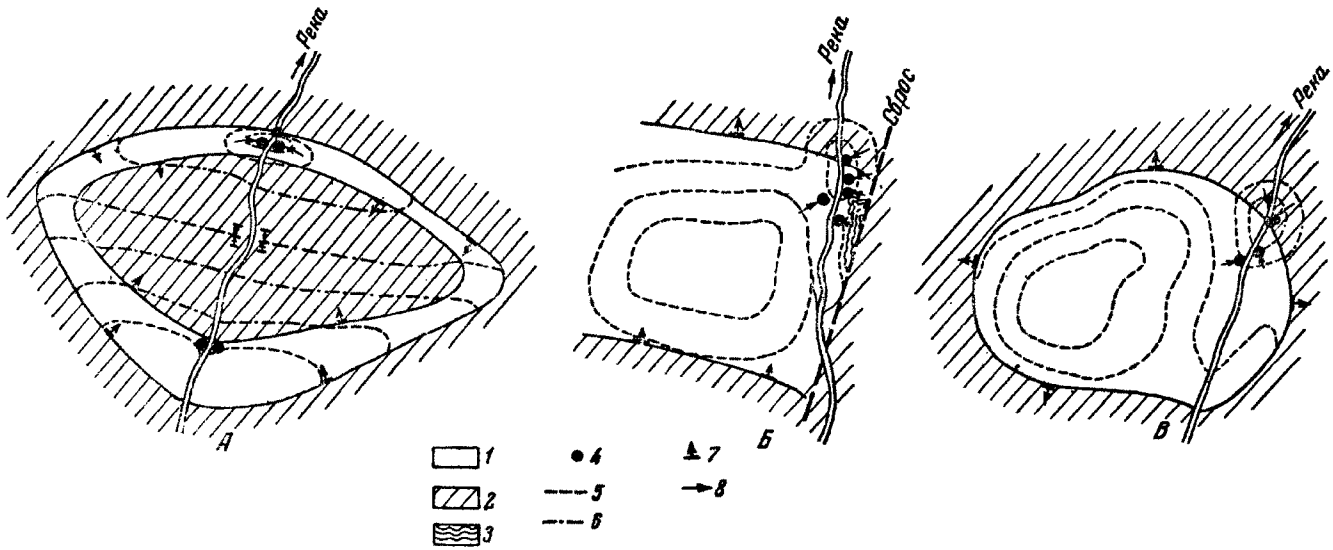


Рис. 171. Схемы появления артезианских источников

А — в нижней части синклинальной складки; *Б* — в зоне сброса; *В* — в зоне контакта. *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — отложения источников; *4* — источники; *5* — гидроизогипсы; *6* — гидроизопьезы; *7* — направление падения слоев; *8* — линии тока воды

о движении вод в водоносном горизонте. Только при этом условии можно установить, является ли источник нисходящим или восходящим. В некоторых случаях, как уже отмечалось, наблюдаются явления перелива вод, при котором грунтовые воды при выходе на поверхность приобретают восходящее движение. Напротив, артезианские воды в месте выхода могут иметь нисходящее движение. В очаге разгрузки артезианских вод создаются депрессии, имеющие форму неправильных воронок (рис. 171).

При изучении источников большое внимание следует уделять расположению их по отношению к эрозионной сети, так как при наклонном положении пластов источники различных групп располагаются обычно на разных склонах. При наличии сбросов или контактов пластов различной водопроницаемости неправильное представление об условиях выхода воды может привести к ошибочному заключению о направлении сброса или контакта (рис. 171, *Б* и *В*).

Если при всех условиях, благоприятных для появления источников, последние на поверхности отсутствуют, следует произвести неглубокое зондировочное бурение в местах возможного скрытого выхода воды. Для иллюстрации прилагается схема классификации источников, в которой учтены и особые типы источников, развитые в районах «вечной» мерзлоты и молодого вулканизма (табл. 49).

Режим источников

Режим источников зависит от естественных и искусственных факторов. Естественные факторы связаны с гидрометеорологическими и гидрогеологическими условиями и отражаются прежде всего на режиме водоносного горизонта, который питает источник. Основным искусственным фактором является деятельность человека, направленная на захват или удаление подземной воды. Естественный источник имеет режим, отличный от режима хорошо оформленного и расчищенного выхода, достаточно предохраненного от воздействия внешних факторов (осадков, половодий, замерзания, загрязнения и т. д.). Это хорошо видно на графике режимов главного, оформленного выхода и второстепенных, деривативных (рис. 172).

Колебания в режиме источников, связанные с естественными факторами, подчиняются, по Н. Н. Биндеману, следующим закономерностям.

1. Величина колебаний тем значительнее, чем ближе к единице отношение площади питания к площади распространения водоносного слоя, так как в этом случае область, которая непосредственно соприкасается с атмосферой, относительно больше.

2. Колебания дебита источников тем больше, чем ближе область питания расположена к зоне дренажа, так как в этом случае в результате инфильтрации происходят резкие изменения гидравлического градиента в непосредственной близости от источника.

3. Если порода в зоне аэрации тождественна с породой водоносного слоя, то скорость изменения дебита источников зависит от характера водопроницаемости породы, причем колебания дебита потока тем резче, чем больше коэффициент фильтрации.

Таблица 49

Схема классификации источников

Группы источников	Типы источников		Особые типы источников	
	в пористых породах	в трещиноватых породах	районов „вечной" мерзлоты	районов молодого вулканизма
Источники верховодки	Временно функционирующие источники, исчезающие в засушливые периоды. Распыленные капельные источники. Небольшие заболоченности на склонах, с едва сочащейся водой	Временно функционирующие источники коры выветривания трещиноватых пород и верхнего этажа карстовых массивов. Сосредоточенные временные струи	Сезонные источники деятельного слоя	Временные выходы водяного пара, возникающие во влажные периоды
Источники грунтовых вод	Источники преимущественно с нисходящим движением воды: 1) эрозионные; 2) контактовые; 3) переливающиеся: а) вследствие подпора глинистым делювием, б) в результате фациальной изменчивости слоев и неровности основания, в) вследствие сброса, создавшего барьер	Источники: 1) трещинные эрозионные; 2) пластово-трещинные контактовые; 3) переливающиеся трещинные, сбросовые и карстовые	Источники надмерзлотных вод (сезонные, мигрирующие, переменные и т. д.). Частично — источники межмерзлотных вод	Дериватные (вторичные) газирующие и периодически действующие термальные источники. Фумаролы—высокотемпературные выходы водяного пара. Небольшие гейзеры

Продолжение табл. 49

Группы источников	Типы источников		Особые типы источников	
	в пористых породах	в трещиноватых породах	районов „вечной" мерзлоты	районов молодого вулканизма
Источники артезианских вод	Источники преимущественно с восходящим движением воды: 1) в краевой зоне артезианского склона, на контакте водоносной и водоупорной свит; 2) в очагах разгрузки артезианского бассейна: а) источники местных очаговых структур, б) источники линейных структур В условиях затрудненной разгрузки могут возникать грязевые сопки (в районах нефтяных и газовых залежей)	Источники: 1) на участках развития трещин и разрывов в краевой зоне артезианского склона; 2) в поднятиях трещиноватых пород в артезианском бассейне: а) трещинные источники местных поднятий, б) трещинные и пластово-трещинные источники линейных структур, образующие зоны разгрузок: продольные, поперечные, диагональные	Источники подмерзлотных вод Некоторые источники создают многолетние наледи, гидролакколиты и ледяные потоки больших размеров	Фонтанирующие и газирующие термальные и горячие воды (типа шпруделя). Гейзеры

4. Если зона аэрации представлена слабо проницаемыми отложениями, то колебания дебита потока невелики, так как водоносный слой «справляется» с отводом воды без заметного повышения уровня. Вместе с тем подобные условия весьма благоприятствуют образованию разности между давлением воздуха в зоне аэрации и атмосферным давлением, что может вызвать значительные колебания дебита источников. Таким образом, слабая водопроницаемость зоны аэрации влияет на режим подземного стока двояко и при этом противоположно.

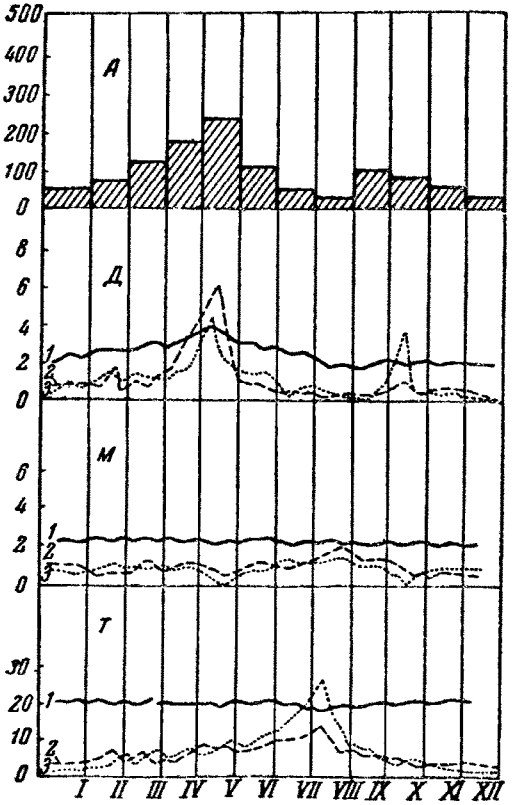


Рис. 172. Режим главного источника и дериватов
1 — данные наблюдений по главному источнику; *2, 3* — данные наблюдений по дериватам. *А* — атмосферные осадки в *мм*; *Д* — дебит в *л/сек*; *М* — минерализация в *г/л*; *Т* — температура в °С

По степени изменчивости дебита источники можно разделить на пять категорий (табл. 50).

Особенно больших амплитуд колебания дебита источников и уровня подземных вод достигают в карстовых областях. В качестве примера приводим график одного из карстовых источников в Горном Крыму (рис. 173). К типу карстовых источников относится и известный источник Аян в Крыму. В 1904 г. максимальный дебит этого источника, наблюдавшийся в период дождей (ноябрь — декабрь), превышал минимальный в 600 раз.

Таблица

Категории	Характеристика источников	Отношение минимального дебита к максимальному
I	Весьма постоянные	$\backsim 1:1$
II	Постоянные	от 1:1 до 1:2
III	Переменные	„ 1:2 „ 1:10
IV	Весьма переменные	„ 1:10 „ 1:30
V	Исключительно непостоянные	„ 1:30 „ 1:∞

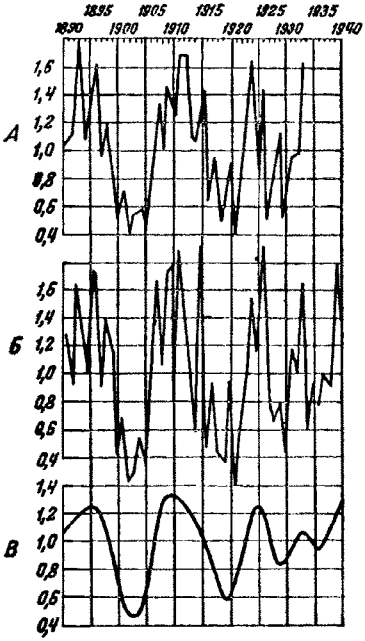


Рис. 173. График колебаний дебита карстового источника в Горном Крыму (по И. Г. Глухову)

А — максимальные дебиты; *Б* — колебания дебитов за второе полугодие; *В* — сглаженная кривая колебаний

Наблюдения за режимом источников показали, что в летнее время, когда подземные воды не получают нового пополнения запасов, дебит каждого источника снижается, причем скорость этого снижения зависит от типа воды (грунтовая, артезианская), а также от размеров и характера подземного резервуара, из которого вода поступает на поверхность. Путем совмещения кривых падения дебита за несколько лет можно составить типовой график колебаний дебита для каждого источника (рис. 174). Различие в кривых, отвечающих условиям отдельных лет, состоит лишь в смещении начальной точки падения дебита, что происходит от разницы в запасах подземных вод, накопленных в разные годы. Типовой график дает возможность предсказать величину минимального дебита и ход падения дебита источника до начала осенних дождей.

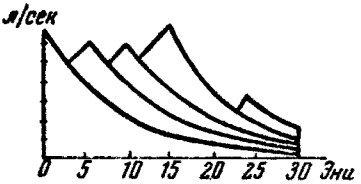


Рис. 174. Типовой (совмещенный) график дебита источника

Режим источников в период, когда подземный резервуар не получает дополнительного питания, называется самостоятельным режимом и выражается уравнением двух видов:

для глубокого залегания водоупора, при мощном водоносном горизонте

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t};$$

для неглубокого водоупора, при водоносном горизонте небольшой мощности

$$Q = \frac{Q_0}{1 - \alpha t},$$

где Q — минимальный дебит;

Q_0 — дебит в начальный момент падения;

α — коэффициент истощения водоносного пласта, зависящий от коэффициента фильтрации пласта, водоотдачи грунта, мощности водоносного пласта и расстояния источника до водораздела грунтовых вод;

t — продолжительность периода падения дебита.

Для предсказания минимального дебита мало изученного источника рекомендуется пользоваться методом аналогии, основанным на том же принципе, что и способ приведения к многолетнему ряду, описанный в гл. 6. Для этого на логарифмический график наносятся данные о дебитах интересующего нас источника, а также источника, находящегося в сходных условиях и изученного в течение длительного времени (рис. 175). С помощью этого графика по минимальному дебиту хорошо изученного источника можно предсказать минимальный дебит мало изученного.

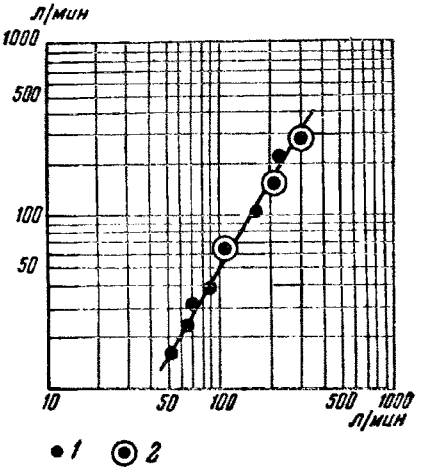


Рис. 175. Характеристика дебитов источников по методу аналогии (логарифмический график)

Данные наблюдений за дебитами: *1* — хорошо изученного источника, *2* — мало изученного источника

При проектировании эксплуатации источника необходимо располагать данными о колебаниях его дебита за несколько лет. Для этой цели полезно иметь хронологический график изменений дебита, на основе которого строятся кривые частоты и обеспеченности (рис. 176) аналогично тому, как это делается для рек.

Ввиду того, что не всегда имеются материалы по длительному изучению режима источников, в оценке их дебита требуется известная осторожность. В связи с этим за расчетный дебит обычно принимается минимальный.

Средний многолетний дебит источника (выражаемый в *л/сек*) называется нормой расхода Q_0, среднегодовой дебит — годовой нормой расхода $Q_г$.

Обследование источников

Обследование источников является одним из важнейших элементов гидрогеологической съемки.

Описание источников должно включать следующие пункты [1]:

1. Номер источника, под которым он описан и обозначен на карте. Нумерация может быть общая для всех описываемых объектов (геологические обнажения, колодцы, скважины, источники и т. п.) или особая, только для источников. Место выхода воды обозначается на карте точкой, при которой ставится номер источника.

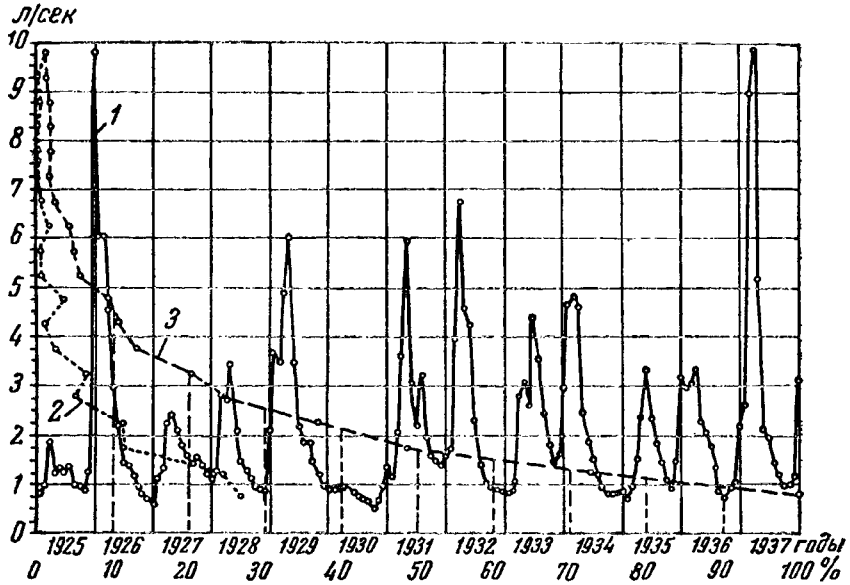


Рис. 176. Кривые обеспеченности и частоты дебита источника (по Н. А. Плотникову)

1 — хронологическая кривая; *2* — кривая частоты; *3* — кривая обеспеченности

2. Местоположение источника по отношению к гидрографическим и орографическим элементам (бассейну, долине реки, балке, оврагу, ущелью, берегу моря, подножью горы и т. д.) и по отношению к ближайшему населенному пункту (направление и расстояние от него). Должны быть указаны также географические координаты.

3. Высота места расположения источника. Желательно, а при детальной съемке обязательно определение абсолютной высоты источника, если не инструментальной нивелировкой (нивелиром, тахеометром), то хотя бы барометрической (анероидом). Помимо этого, необходимо определять превышение места выхода воды над дном долины, над уровнем реки и т. д. Рекомендуется также отмечать высоту характерных точек: перегиба склона, края и подножья террас, обнажений коренных пород или отдельных характерных слоев, а также расстояние этих точек от источника.

По этим данным можно вычертить схематический геологический разрез с соблюдением масштаба и указанием положения водоносного горизонта, уровня воды и т. п.

4. Рельеф участка выхода воды. Должно быть указано, например, что источник расположен в верхней (средней, нижней) части поло-

[1] При изложении методики изучения источников автором была использована инструкция по обследованию источников, составленная Ф. П. Саваренским.

гого (крутого) склона речной долины или же в основании (середине) обрыва правого (левого) коренного берега реки или обрыва древней террасы и т. п. Рельеф может быть обрисован схематическим разрезом местности в характерном направлении, например поперек склона, с приблизительным соблюдением горизонтального и вертикального масштабов.

5. Группа и тип источника. Необходимо указать тип воды, питающей источник: верховодка, грунтовая или артезианская, и приуроченность его к тому или иному водоносному горизонту коренных пород (пластовому, трещинному) или четвертичных отложений. Надо попытаться также установить тип данного источника (эрозионный, контактовый, переливающийся, артезианского склона или бассейна, местных или линейных структур и т. п.).

6. Геологическое строение и водоносный горизонт, питающий данный источник. Геологическое строение места выхода описывается по данным наблюдений; если у места выхода имеются обнажения, то они описываются и зарисовываются с указанием положения источника. Делювий или осыпи также должны быть показаны на карте и разрезе. Если источник появляется из четвертичных отложений, прикрывающих водоносный слой, о последнем можно судить на основании геологического строения местности и характеристики самого источника: высотной отметки, химического состава воды, температуры.

7. Характер выхода воды. Вода может изливаться в виде одной или нескольких струй, приуроченных к трещинам, каналам и т. п., или равномерно просачиваться по склону вдоль выхода водоносного пласта. Часто уяснить характер выхода без производства расчистки затруднительно. В некоторых случаях пластовый выход воды не образует источника в собственном смысле слова, а вызывает лишь заболачивание или усиленное увлажнение склона, в засушливых местностях сопровождающееся иногда так называемыми «выпотами», т. е. тонким белоснежным налетом солей. Каждое такое явление должно быть отмечено при гидрогеологической съемке.

8. Дебит источника. Определение дебита источников дает представление о водоносности района и производительности водоносных горизонтов. При общих гидрогеологических исследованиях и съемке могут применяться упрощенные способы определения дебита. При специальных же гидрогеологических изысканиях необходимо более тщательное определение, требующее иногда применения водосливов.

При массовом обследовании источников полезно подразделять их по величине дебита на группы, например: а) менее 1 *л/сек*, б) от 1 до 10 *л/сек*, в) более 10 *л/сек*.

9. Физические свойства воды: цвет, запах, вкус, прозрачность, температура. Для определения температуры воды желательно иметь термометр с делениями через 0,2°. При отсутствии такого термометра можно воспользоваться обыкновенным ленивым термометром или, в крайнем случае, термометром-пращом от анероида. Одновременно необходимо отмечать температуру воздуха, погоду и время замера.

10. Химический состав воды. Для определения химического состава воды источника пользуются походной лабораторией, при помощи которой определяют содержание Cl^-, SO_4^{--}, HCO_3^-, производят качественную реакцию на NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+, а также определяют показатель концентрации водородных ионов pH и жесткость. Результат анализа выражается формулой Курлова.

Из нескольких сходных источников, принадлежащих к одному водоносному горизонту, выбирают один типичный, из которого берут пробу для подробного анализа в лаборатории.

11. Газовый состав. Иногда воды содержат в свободном или растворенном состоянии различные газы (углекислоту, азот, сероводород, метан и т. п.), которые могут выделяться в месте выхода воды в виде пузырьков. Выделяющийся газ желательно опробовать на месте на горение (метан) и

на затухание в нем горящей лучины (углекислота). Способы отбора проб и исследования газов изложены в специальных инструкциях.

12. Отложения источников. В некоторых случаях выход воды сопровождается отложениями различных солей и минеральными новообразованиями. Таковы, например, известковые туфы, или травертины, кремнистые натеки, накопления охристо-бурой гидроокиси железа и т. п. Следует описать возможно подробнее все эти явления, определить объем новообразований и взять их образцы для более подробного анализа. Кроме того, надо осмотреть окружающую местность и выяснить, нет ли подобных образований еще где-нибудь, в местах ранее существовавших, но исчезнувших выходов подземных вод. Все такие участки должны быть нанесены на карту.

Иногда на дне водоема, в котором находится источник, отлагаются илы, содержащие сероводород. Эти илы надо обязательно анализировать, так как они могут оказаться лечебными.

13. Каптаж. Если источник каптирован, надо привести краткое описание каптажа.

14. Назначение и режим источника. Если вода источника используется, надо выяснить ее целевое назначение (для питьевого или технического водоснабжения, для водопоя скота и т. п.) и получить у местного населения сведения, характеризующие режим источника, а именно: а) давно ли пользуются водой источника; б) всегда ли он имел одинаковый расход; в) наблюдается ли понижение расхода источника и когда оно особенно заметно: в какое время года и в какие годы; г) иссякает ли когда-либо источник; д) увеличивается ли дебит источника после дождей, и через сколько времени; е) мутнеет ли вода в источнике и когда именно; ж) промерзает ли источник зимой.

Для оценки источника в целях его практического использования требуется организовать стационарные наблюдения за его режимом. Частота наблюдений зависит от типа источника. Вначале они должны производиться чаще, особенно, если это источник зоны аэрации или грунтовых вод, быстро реагирующих на метеорологические явления; в дальнейшем наблюдения можно повторять реже.

Данные о режиме источника следует сопоставлять с метеорологическими данными текущего и предшествующих месяцев и лет, т. е. с количеством атмосферных осадков, их распределением во времени, продолжительностью снегового периода, мощностью снегового покрова, интенсивностью снеготаяния и т. п., а также с величиной стока рек данного района.

При изучении режима источников необходимо, кроме того, выяснять следующие моменты: а) взаимоотношения элементов режима: дебита, температуры, химического состава; б) взаимоотношения отдельных элементов режима (например, дебитов) различных источников и их зависимость от метеорологических условий; в) тип режима источника, характер кривых колебаний дебита, температуры, химического состава, время максимумов и минимумов.

Данные наблюдений следует оформлять в виде графиков. Для построения последних необходимо выбирать такой масштаб, который позволил бы наглядно показать колебания режима; при этом колебания, зависящие от точности измерений, не должны отражаться на графике. Все данные об источниках должны быть нанесены на карту с помощью условных знаков.

Глава 21

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Задачи и содержание гидрогеологических съемок

Гидрогеологические работы могут иметь самое различное назначение, начиная от выяснения общих закономерностей распространения подземных вод и кончая установлением конкретного способа их эксплуатации.

Для правильного направления работ по использованию подземных вод при гидрогеологических работах необходимо выяснить следующие три вопроса: 1) условия формирования подземных вод; 2) условия залегания водоносной толщи и ее коллекторские свойства; 3) динамика и режим подземных вод.

На первой стадии поисков ведущее значение приобретает разрешение первого вопроса. В процессе предварительных разведочных работ необходимо осветить второй вопрос, причем изучение формы залегания подземной воды требует применения различных методов поисково-разведочного дела, в частности буровых работ. В стадии детальных разведок для обоснования рационального способа использования подземных вод необходимо определить их ресурсы и разработать вопросы их эксплуатации, в связи с чем основное значение приобретает изучение динамики и режима вод.

Правильное развертывание поисков и разведок подземных вод требует прежде всего выяснения геологического строения и гидрогеологических условий района. Эта задача осуществляется путем проведения гидрогеологической съемки, которая обычно дополняется разведками поискового характера.

Гидрогеологическая съемка представляет собой комплексное полевое исследование, в процессе которого изучаются все проявления водоносности, т. е. естественные выходы и искусственные вскрытия подземных вод, а также поверхностные водоемы (реки, озера, болота), связанные с подземными водами. Одновременно регистрируются все физико-геологические явления, возникающие в результате деятельности подземных вод (оползни, карст и т. п.). Каждый объект наносится на карту хорошо читаемым условным знаком и нумеруется.

В процессе гидрогеологической съемки необходимо обращать внимание на растительность, так как некоторые виды растений являются хорошими показателями близкого залегания подземных

вод. Прослеживая водотоки, следует отмечать «живые» русла, указывающие на дренаж грунтовых вод.

Масштабы гидрогеологической съемки могут быть самыми различными:

1. Детальная съемка ведется в масштабах крупнее 1 : 10 000 для обоснования размещения каптажных сооружений и для оценки обводненности месторождений полезных ископаемых.

2. Площадная среднемасштабная съемка масштабов 1 : 10 000 — 100 000 преследует цель изучения того или иного гидрогеологического района.

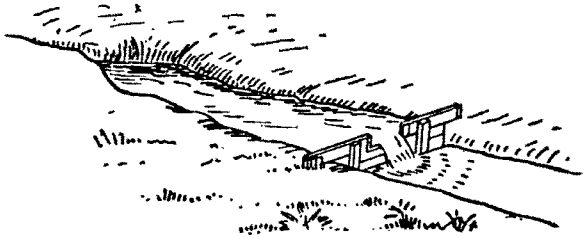


Рис. 177. Оборудование источника для замера дебита с помощью водослива

3. Региональная мелкомасштабная съемка проводится в масштабах мельче 1 : 100 000 при предварительной оценке гидрогеологических условий относительно слабо изученных районов.

Чем крупнее масштаб съемки, тем с большей точностью должны быть изображены на картах те или иные особенности геологического строения и гидрогеологических условий района. Укрупнение масштаба съемки повышает требования к изображению деталей строения и к точности составления карты.

При гидрогеологической съемке большое значение имеет выделение типов источников в соответствии с приведенной в предыдущей главе схемой, а также анализ условий их появления. Места выхода воды надо расчищать и оборудовать таким образом, чтобы можно было замерять дебит воды с помощью водослива (рис. 177) или мерного сосуда, не ограничиваясь одним глазомерным определением, как это часто делают исследователи. Из интересных источников, колодцев и скважин следует брать пробы воды для химического анализа.

На каждый обследованный источник должна быть заполнена специальная регистрационная карточка, примерная форма которой приводится на стр. 355—356.

Таким образом, гидрогеологическая съемка имеет характер поисков подземных вод. В процессе съемки производится гидрогеологическая оценка геологических структур и отложений, устанавливаются границы распространения водоносных и водоупорных комплексов, определяются мощности горизонтов, выясняются формы и размеры бассейнов подземных вод, расположение областей питания и стока. С момента начала съемки необходимо

Карточка для регистрации источника

№_____ (по карте и каталогу)	Название источника	Бассейн реки	Населенный пункт	Абсолютная отметка	Географические координаты

Характеристика рельефа участка источника	Тип источника

Дата измерения (день, час)	Измеренные		Средние	Отношение минимума к максимуму	Способ измерения
	максимум	минимум			
Температура воды (воздуха)					
Дебит в *л/сек*					

Геологическая структура участка источника	План и разрез участка источника
Характеристика водоносного горизонта (возраст, мощность, литология, пористость и т. п.)	
Формула химического состава (Курлова)	
Физические свойства воды: цвет, вкус, запах, прозрачность	

Оборотная сторона карточки

Газовый состав		N_2	CH_4	CO_2	H_2S	Тяжелые углеводороды	Сумма	Графическое изображение химического состава воды
Дата_____	Свободные *мл/л*							
Аналитик_____	Растворенные *мл/л*							
$n = \frac{\text{дебит газа}}{\text{дебит воды}} =$	Сумма							
	Свободные газы в процентах к общему содержанию газов (по объему)							
Литературный и рукописный материал по источнику								Коэффициенты: $\frac{rNa}{rCl}$ $\frac{Cl}{Br}$

Приложения к карточке: а) таблицы анализов_____

б) карты, планы_____

в) разрезы_____

г) схемы_____

Дата заполнения_____

Карточку заполнил_____
(подпись)

Номер воды (по Толстихину)

вести наблюдения за режимом водных объектов, собирать сведения о режиме источников с тем, чтобы дать предварительную оценку относительной роли различных видов питания подземных вод. Эти сведения будут полезны при дальнейших детальных гидрогеологических изысканиях, проводимых на отдельных участках.

Гидрогеологическая съемка дает наиболее ценные результаты, если она проводится одновременно с геологической (так называемая комплексная съемка): при недостаточной обнаженности местности о составе пород и геологической структуре можно судить по выходам подземных вод, и наоборот, анализ обнажений вблизи выхода воды может объяснить причину появления этого выхода. Только в исключительных случаях можно допустить производство гидрогеологической съемки после того, как геологическая съемка уже закончена. Практика показала, что в последнем случае нередко геологическую съемку приходится, по существу, делать заново.

Гидрогеологические карты

На основе гидрогеологической съемки составляются гидрогеологические карты. Различают три категории карт: 1) обзорные, 2) районные и 3) детальные, для специальных целей (для водоснабжения, гидротехнического строительства, ирригации, осушения, горного дела, курортного дела).

В отличие от геологической карты, иллюстрирующей взаимоотношение двух элементов, — геологической структуры и рельефа, гидрогеологическая карта отображает взаимоотношение трех элементов: структуры, рельефа и подземной воды. Два первых элемента могут рассматриваться как статические, подземная вода является элементом динамическим.

Для изучения динамики явлений надо иметь ряд карт, составленных последовательно для различных моментов времени. На эти карты следует наносить количественные показатели, характеризующие состояние подземных вод (уровни, напоры, расходы, температуру и т. д.). Поэтому в гидрогеологии наиболее распространены карты изолиний (гидроизогипс, гидроизопьез, изотерм, изохлор и др.), которые дают характеристику состояния подземных вод на определенный момент времени.

Нагромождение на одной карте всех показателей, характеризующих подземные воды, затрудняет чтение карты. Поэтому рекомендуется для каждого изучаемого района составлять серию п а р а л л е л ь н ы х карт одного масштаба, отображающих различные элементы жизни подземных вод. Такие карты помогают анализировать условия залегания и движения подземных вод. Помимо того, для общего представления о районе можно составлять сводные карты, на которые наносятся наиболее важные черты гидрогеологии (границы бассейнов, границы областей питания, напора, разгрузки и т. п.). Эти карты составляются на основе обобщения всех собранных материалов.

Рассмотрим некоторые карты, входящие в серию параллельных карт.

1. Топографическая карта. Точность топографической основы влияет на точность отображения гидрогеологических данных. При составлении гидрогеологических карт рекомендуется разгружать топографическую основу от второстепенных условных знаков.

Карта, отображающая только рельеф, выраженный изогипсами, называется гипсометрической. На этой карте рельеф подчеркивается раскраской отдельных высотных ступеней в различные цвета. Составить хорошую гипсометрическую карту, которая подчеркивала бы и оттеняла геоморфологические и гидрогеологические особенности района, можно только зная генезис рельефа.

При обычных методах топографического картирования многие черты рельефа скрадываются. В связи с этим особое значение приобретает аэрофотосъемка, которая дает возможность выявить все элементы рельефа и все выходы воды на поверхность и позволяет произвести количественную оценку водоносности. Применение аэрофотометодов открывает новые перспективы перед изучением подземных вод.

2. Климатическая карта. В ряде случаев, особенно для вод зоны аэрации и грунтовых вод, климат является решающим фактором. Поэтому на карте с помощью изолиний следует показывать распределение различных метеорологических элементов: осадков (изогиеты), температур воздуха (изотермы), барометрического давления (изобары) и др.

3. Геологическая карта. Методы составления геологических карт рассматриваются в курсе геологического картирования и структурной геологии. Основные требования к этим картам сводятся к следующему:

а) геологическая карта должна составляться таким образом, чтобы по ней можно было установить, какие участки построены на основании фактического материала и какие — путем обобщений;

б) геологическая карта должна иметь четкие условные обозначения, отражающие не только возраст, но и литологический состав выделяемых отложений;

в) на карте коренных пород должны быть сохранены четвертичные осадки морских трансгрессий, отложения речных долин и озерных котловин, а в горных областях — морены;

г) при большом развитии четвертичных отложений для них должна составляться отдельная карта;

д) на геологической карте должны быть показаны тектонические разрывы, элементы залегания горных пород, оси антиклинальных и синклинальных складок, месторождения полезных ископаемых.

Из геологических карт для гидрогеологических целей полезны карты: литологические, геоморфологические, физико-геологических явлений, структурные и тектонические.

4. Гидрогеологическая карта. М. М. Васильевский и П. И. Бутов указывают на следующие признаки, нанесение которых на карту позволяет отнести последнюю к категории гидрогеологических карт:

а) места выходов подземных вод (естественные выходы или искусственные вскрытия);

б) типы подземных вод;

в) статическое и динамическое положение уровня подземных вод;

г) направление движения подземных вод;

д) площадь распространения водоносных горизонтов;

е) расположение области питания водоносных горизонтов;

ж) качественная характеристика подземных вод;

з) количественная характеристика подземных вод.

Гидрогеолог должен быть хорошо знаком с законами геологической и гидрогеологической графики, должен уметь составлять наглядные карты, рисунки, блок-диаграммы, схемы аэрофотосъемок и т. д. К сожалению, в гидрогеологии нет общепринятых условных обозначений. Стандартизация гидрогеологической графики должна способствовать дальнейшему развитию гидрогеологии. На рис. 178 дается образец гидрогеологической карты, составляемой по данным комплексной съемки.

Требования к составлению сводных гидрогеологических карт: 1) водоносности пород, 2) основных водоносных горизонтов и 3) определенного целевого назначения, — изложены в работе И. К. Зайцева (1945).

На картах водоносности дочетвертичных и четвертичных пород должны быть показаны: а) возраст пород, б) литологический состав, в) водообильность, г) основные водоносные горизонты и их характеристика (глубина залегания и качество воды), д) гидрогеологические районы, е) опорные гидрогеологические скважины, а в отдельных случаях — характерные колодцы и крупные родники, ж) опорные данные об уровне воды.

При составлении карт горные породы по степени водообильности объединяются в следующие группы:

1) сильно водообильные — с преобладающим дебитом источников более 10 *л/сек*;

2) водообильные — с преобладающим дебитом источников от 1 до 10 *л/сек*;

3) слабо водообильные — с преобладающим дебитом источников от 0,1 до 1 *л/сек*;

4) влагоемкие — с преобладающим дебитом источников от 0,01 до 0,1 *л/сек*;

5) сложные (пестрые) по степени водообильности;

6) водопроницаемые, но практически безводные;

7) водоупорные, практически сухие.

Указанные характеристики водообильности показываются на картах только для первых от поверхности горизонтов, но на всю их мощность. Таким образом, если тот или иной горизонт обводнен только в нижней части, то горизонт характеризуется как водообильный, несмотря на то, что верхняя часть его сухая.

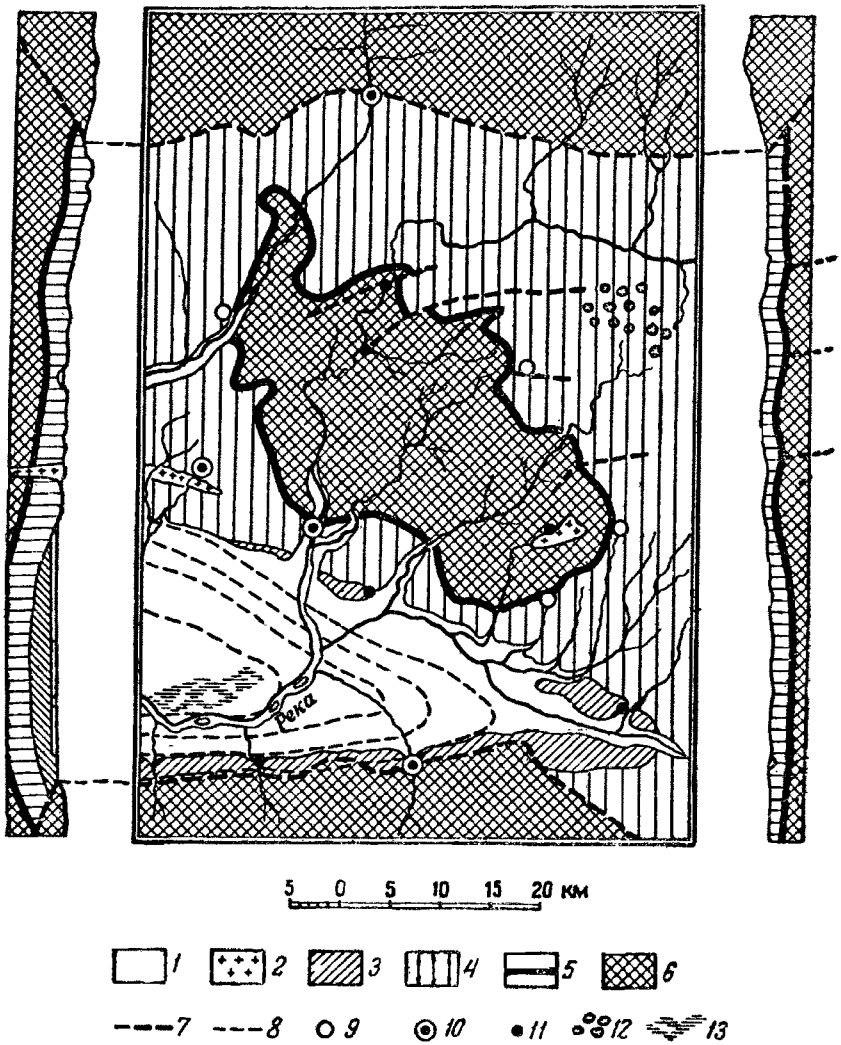


Рис. 178. Гидрогеологическая карта (макет) участка горно-складчатой области, с прирамочными разрезами

1 — аллювиальные отложения с неглубоко залегающими грунтовыми водами; *2* — молодые эффузивные породы, создающие барражи для подземных вод; *3* — третичные гипсоносные песчаники, слабо водообильные, с отдельными пластово-трещинными водоносными горизонтами; *4* — сильно водообильные нижнемеловые известняки с пластово-трещинно-карстовыми водами; *5* — титонская водоупорная глинистая толща; *6* — компактные нижнеюрские туфогенно-песчаниковые толщи с местными грунтовыми трещинными водами в коре выветривания и в зонах тектонических разрывов; *7* — тектонические разрывы; *8* — изолинии кровли наиболее водообильной верхнеюрской известняковой толщи в синклинали, образующей артезианский бассейн; *9* — пресные источники с дебитом более 1 *л/сек*; *10* — минеральные источники с дебитом более 1 *л/сек*, со свободно выделяющимися газами; *11* — минеральные источники с дебитом менее 1 *л/сек*, не выделяющие свободных газов; *12* — карстовые воронки; *13* — заболоченность

На гидрогеологических разрезах, которыми обязательно должны сопровождаться сводные гидрогеологические карты, сведения о водообильности приводятся для всех горизонтов, выделенных на разрезе. При этом, если на разрезах верхняя часть какого-либо горизонта водопроницаема, но безводна, а нижняя обводиена, то верхняя часть горизонта закрашивается знаком для водопроницаемых, но практически безводных пород, а нижняя — знаком, соответствующим ее водообильности.

Водообильность пород обозначается цветной штриховкой; чем толще линии штриховки и чем больше просветы между ними, тем больше водообильность. Цвет штриховки зависит от возраста пород и соответствует принятым условным обозначениям для геологических карт. Водоупорные породы закрашиваются сплошь, без штриховки.

На картах основных водоносных горизонтов показываются: а) площадь распространения водоносных горизонтов, б) литологический состав пород, в) глубина залегания (в стратоизогипсах кровли или подошвы горизонта), г) свободный или напорный уровень (гидроизогипсы или гидроизопьезы), д) водообильность горизонтов, е) степень минерализации воды в отдельных пунктах. Степень минерализации удобно показывать наклоном штриховки: пресные воды обозначать вертикальной штриховкой, наиболее минерализованные — горизонтальной, воды средней минерализации — наклонной.

Карты целевого назначения составляются для решения вопросов водоснабжения, обводненности месторождений полезных ископаемых, использования минеральных вод, грязей и т. д.

К сводным гидрогеологическим картам даются следующие приложения: а) пояснительный текст с характеристикой гидрогеологических условий изученной территории; б) каталог опорных гидрогеологических скважин, характерных колодцев и источников, нанесенных на карту, с таблицей химических анализов воды; в) гидрогеологические разрезы типичных участков; г) графики режима и диаграммы химического состава подземных вод.

В результате гидрогеологических исследований должны быть сделаны конкретные выводы об условиях формирования и распространения подземных вод и намечены пути их дальнейшего изучения и освоения.

Гидрогеологические наблюдения при бурении скважин

Изучение и разведка подземных вод осуществляются главным образом с помощью бурения. Большую роль при оценке условий залегания подземных вод могут сыграть и геофизические методы исследования.

Бурением уточняется форма и строение бассейнов подземных вод и устанавливаются наиболее удобные места для захвата воды. С помощью буровых скважин обычно производится и эксплуатация подземных вод. В настоящее время вместо многочисленных неглубоких колодцев в Советском Союзе сооружаются централизованные водозаборы, обеспечивающие населенные пункты, колхозы, совхозы и промышленные предприятия хорошей питьевой водой в необходимом количестве.

В зависимости от поставленных задач могут применяться различные виды бурения:

1. Неглубокое зондировочное бурение применяется при гидрогеологической съемке для уточнения строения отдельных участков, для разведки грунтовых потоков в долинах рек и при установлении скрытых очагов разгрузки артезианских вод под покровом четвертичных отложений.

2. Разведочное бурение скважин до глубины 100—300 *м* производится (чаще всего колонковым способом) при детальной разведке грунтовых и артезианских вод, при оценке условий обводнения месторождений полезных ископаемых, а также при гидротехническом строительстве.

3. Глубокое бурение (до 1000 *м*) применяется при поисках и разведках артезианских вод.

4. Бурение глубоких опорных (структурных) скважин, осуществляемое обычно быстровращательным (роторным) способом с промывкой глинистым раствором, используется для освещения строения крупных территорий и оценки перспектив обнаружения тех или иных месторождений твердых или жидких полезных ископаемых.

Разведочные скважины имеют обычно небольшой диаметр; эксплуатационные же скважины должны иметь большой диаметр и надежно закрепляться обсадными трубами, не разрушающимися под влиянием агрессивного действия подземных вод.

Для проведения буровых работ на воду предварительно составляется проект, в котором предусматривается как проходка скважины и ее конструкция, так и все работы по опробованию водоносных горизонтов, включая производство химических анализов воды. В проекте указывается начальный и конечный диаметры скважины, длина и диаметры обсадных труб, тип бурового станка, необходимое насосное оборудование для откачек, отмечается время и продолжительность откачек и наблюдений. К проекту прилагается смета и календарный план работ. В случае удачного вскрытия подземных вод разведочные скважины могут быть переоборудованы в эксплуатационные. Некоторые глубокие скважины имеют разведочно-эксплуатационный характер.

Большое значение при разведке подземных вод имеет правильный выбор способа бурения и организация систематического контроля за подземными водами при проходке. Гидрогеологические наблюдения усложняются при промывке скважин водой или глинистым раствором.

Бурение разведочных скважин при гидрогеологических работах преследует следующие цели:

1) получение фактического материала для характеристики пород (литология, трещиноватость и т. п.) и установления условий залегания водоносных горизонтов (глубина, мощность);

2) определение уровня воды: свободного для грунтовых вод или пьезометрического для артезианских;

3) определение дебита водоносного горизонта путем откачки или изучения самоизлива; установление величины удельного дебита;

4) опробование химического состава и свойств воды всех водоносных горизонтов. Отбор проб необходимо производить в условиях, исключающих случайность пробы (которая может быть вызвана застойностью, временным загрязнением, попаданием посторонних вод); для этого перед взятием пробы производится предварительная откачка воды и в скважину спускаются специальные пробоотборники (конструкции Е. В. Симонова, Б. И. Воздвиженского и др.).

Пробоотборник конструкции Е. В. Симонова состоит из цилиндра, снабженного внизу козырьком, а вверху воронкой, и груза с краном (рис. 179). Емкость прибора 1,2 *л*. При отборе пробы сначала на тонком тросе в скважину, колодец или открытый водоем опускают на заданную глубину груз. Трос проходит внутри цилиндра (который во время спуска груза придерживается рукой). Затем цилиндр опускается вниз по тросу и, достигнув груза, благодаря его грушевидной форме и наличию резинового уплотнительного кольца, запресованного в козырьке, плотно насаживается на груз, захватывая воду с той глубины, на которую он опущен. Перед подъемом пробы сверху по тросу спускают пробку, которая закрывает цилиндр. После извлечения прибора на поверхность вода по резиновой трубочке, надеваемой на трубку крана, переливается в склянку. Первыми порциями воды ополаскивают трубки и склянку. После этого свободный конец резиновой трубочки опускают до дна склянки, открывают кран, наполняют склянку доверху и дают воде перелиться через край для того, чтобы получить пробу воды, не соприкасавшуюся с воздухом.

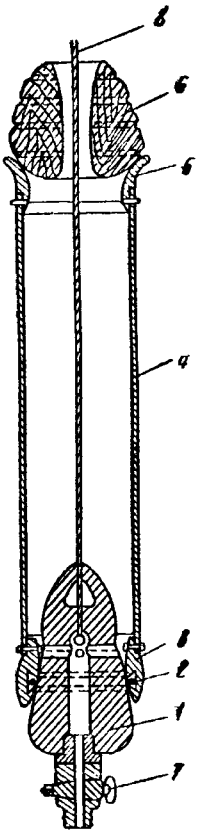


Рис. 179. Пробоотборник конструкции Е. В. Симонова
1 — груз; *2* — уплотнительное кольцо; *3* — козырек; 4 — цилиндр; *5* — воронка; *6* — пробка; *7* — кран; *8* — трос

Каждый водоносный горизонт, если он не дает самоизлива, должен быть опробован путем откачки или налива. В некоторых случаях (при мелкозернистом водоносном пласте) в скважину следует спускать специальный фильтр. Но прежде всего необходимо точно установить момент первого появления воды. Проходка водоносного пласта должна вестись особенно тщательно, с одновременными замерами уровня, температуры, взятием проб для химического анализа, измерением дебита при самоизливе.

В настоящее время можно получить полноценные материалы по подземным водам при бурении станками самых разнообразных типов. Качество материала будет зависеть от правильного режима работ, предусматривающего перерывы в бурении для вы-

полнения гидрогеологических наблюдений, и от конструкции скважины, которая должна гарантировать невозможность смешения вод нескольких горизонтов, надежное закрепление обсадных труб выше главных водоносных горизонтов и оборудование головки скважины, достаточно удобное для производства наблюдений.

При бурении широко применяется геофизический метод разведки — так называемый *кароттаж* скважин. Кароттаж позволяет уточнить литологический разрез, определить положение водопроницаемых и водоупорных слоев и выделить горизонты с пресной или минерализованной водой, которые резко отличаются по электрическому сопротивлению.

Большое значение имеет измерение температур в скважинах, так как оно позволяет по величине геотермической ступени предсказать приближение забоя скважины к водоносному горизонту. Особенно важны тщательные наблюдения за температурой при разведке на минеральные воды и при бурении в области «вечной» мерзлоты или в районах молодого вулканизма.

Методические указания по термометрическим наблюдениям, по «заленивливанию» ртутных термометров теплоизолирующим материалом, например смесью из измельченной пробки и голландской сажи, а также по изготовлению и градуировке термопар сведены в работе С. В. Шимановского (1952). Ценные указания даются в этой работе и по электротермическим измерениям, сравнительно мало пока применяемым в практике гидрогеологических изысканий. По вопросам теории и техники термометрических наблюдений в более глубоких скважинах можно рекомендовать работу В. Н. Дахнова и Д. И. Дьяконова (1952).

На основании термометрических исследований рекомендуется составлять *изотермические* профили, на которых хорошо выявляются некоторые гидрогеологические особенности района (например, в трещиноватых закарстованных известняках геотермическая ступень увеличивается, а изотермы прогибаются вниз; при подъеме вод изотермы загибаются кверху и т. д.).

Все данные по разведочной скважине: условия и скорость проходки, крепление, состав пройденных пород, уровень воды, дебит и т. п., наносятся на специальные графики. Сопоставление геологических данных с материалами наблюдений за уровнем, температурой, химическим составом воды позволит точно установить положение водоносных горизонтов и оценить степень водоносности пройденной толщи.

В зависимости от поставленной задачи (разведка источника водоснабжения, изучение минеральных вод, использование вод для ирригации, составление проекта разработки полезного ископаемого, устройство водохранилища и т. п.) требования к буровым работам и к гидрогеологическим наблюдениям могут быть различными.

Детальные гидрогеологические изыскания

Гидрогеологическая съемка позволяет выбрать участки для постановки детальных гидрогеологических изысканий, в результате которых должна быть получена точная количественная оценка подземных вод.

В настоящее время к определению ресурсов подземных вод предъявляются такие же требования, как и к другим полезным ископаемым. Ресурсы (запасы) подземных вод классифицируются по категориям A, B и C в зависимости от степени их изученности. Категория A в свою очередь подразделяется на A_1 и A_2, а категория C — на C_1 и C_2; категория B подразделений не имеет.

В категорию A_1 включаются запасы подземных вод, вполне изученные в количественном и качественном отношении. В категорию A_2 входят запасы подземных вод, установленные на основе опытных работ и изысканий на участках водозаборов. Отнесение запасов вод к категории A позволяет обосновать технические проекты и капиталовложения в строительство каптажей.

К категории B относятся запасы подземных вод, установленные на основе общих гидрогеологических исследований и предварительных разведок с производством кратковременных наблюдений за режимом вод. Установление этой категории дает возможность составлять проектные задания.

Категория C_1 определяется на основе комплексной геолого-гидрогеологической съемки с оценкой источников и водозаборов и производством зондировочного бурения. Запасы этой категории позволяют осуществлять перспективное планирование использования подземных вод. Наконец, категория C_2 — это запасы подземных вод, оцениваемые по геологическим и гидрогеологическим предпосылкам и позволяющие определять направление дальнейших гидрогеологических изысканий на воду.

Оценка запасов подземных вод требует конкретного представления о геологическом строении изучаемого и разведуемого района подземных вод, о мощности и фациальной изменчивости водоносного горизонта, о трещиноватости, наличии зон разлома и т. п. Необходимо иметь данные о водообильности отложений, о коэффициенте фильтрации и его изменениях в вертикальном и горизонтальном направлениях. Следует определить уровень и напор воды, удельный дебит и единичный расход на 1 *м* ширины потока. Кроме того, необходимо иметь систематизированные данные о режиме водоносного горизонта, о колебаниях уровня, дебита и состава, а также о факторах, определяющих режим вод.

Требования к детальным гидрогеологическим изысканиям могут несколько изменяться в зависимости от поставленной задачи, но общие принципиальные установки для различного рода работ остаются одинаковыми. Объем и содержание детальных гидро-

геологических изысканий зависят от стадии проектирования[1], сложности геолого-гидрогеологических условий и степени разведанности подземных вод. Но надо иметь в виду, что детальные гидрогеологические изыскания продолжаются также в период строительства и даже после осуществления тех или иных инженерных мероприятий, так как всякое строительство вносит существенные изменения в режим подземных вод.

Можно выделить следующие основные конкретные задачи, разрешаемые в процессе детальных гидрогеологических изысканий.

1. Разведка подземных вод в целях водоснабжения. Объем и направление гидрогеологических изысканий определяются многими факторами, среди которых следует особо выделить: а) потребность в воде, б) степень гидрогеологической изученности района, в) геологические и гидрогеологические условия района и г) тип воды, намечаемой к использованию (грунтовые, артезианские воды, источники и т. д.). Гидрогеолог должен ясно представлять, может ли выбранный источник обеспечить растущую потребность в воде и в случае необходимости рекомендовать дополнительные источники водоснабжения (устройство водохранилищ и т. п.).

Гидрогеологические изыскания должны дать материал для проектирования каптажа подземных вод, выбора наиболее удобного места для эксплуатации, определения оптимальной глубины захвата и установления зон санитарной охраны. Каждый выбранный источник водоснабжения должен быть полностью охарактеризован в отношении количества, качества воды и ее режима. Схема каптажа должна быть простой и рациональной, позволяющей обеспечить систематический контроль за источником водоснабжения. Особенно важно устройство водоприемной части каптажа, в частности выбор фильтров водозаборных скважин, так как использование неудачных конструкций фильтров или погрешности в их изготовлении вызывают перебои в эксплуатации скважин, постепенное падение дебита воды, а часто — полное прекращение его.

2. Гидрогеологические изыскания при гидротехническом строительстве. Обычно вопросы, возникающие при гидротехническом строительстве (строительство плотин, водохранилищ, гидростанций и др.), входят в область инженерной геологии, но многие важные задачи при этом решаются гидрогеологическими методами. К числу этих задач следует отнести изучение режима подземных вод и прогноз его изменения под влиянием сооружения.

Специфическими гидрогеологическими вопросами гидротехнического строительства являются также: а) расчет подпора грунтовых вод и подтопления под влиянием гидротехнических соору-

[1] Проект сооружений включает три стадии: проектное задание, технический проект и составление рабочих чертежей.

жений, б) расчет притока грунтовых вод в строительные котлованы и обоснование мероприятий по борьбе с водопритоками (применение сжатого воздуха, иглофильтров, замораживание грунтов, цементация, силикатизация, электроосмос и т. п.).

3. Гидрогеологические изыскания при осушении местности проводятся для того, чтобы выяснить причину заболачивания и получить данные для выбора рациональной системы дренажа. В зависимости от типа заболачивания и подтопления изменяются и способы осушительных и водопонизительных работ. Для защиты крупных сооружений от подтопления в СССР выработаны специальные системы дренажей.

4. Гидрогеологические изыскания для ирригации, или искусственного орошения, преследуют цель — создать в условиях недостаточного естественного увлажнения оптимальный водный режим почвы, т. е. не допускать снижения влажности почв ниже коэффициента завядания. В задачу гидрогеолога входит выбор подземного источника орошения, выяснение способа захвата и подачи этой воды и оценка возможных утечек из оросительных каналов; изучение режима и условий питания верховодки и грунтовых вод, установление возможности засоления почв, обоснование мероприятий по удалению избыточных вод, определение условий образования и способов использования возвратных оросительных вод.

5. Гидрогеологические изыскания при разработке месторождений полезных ископаемых. Основными задачами изысканий являются детальная гидрогеологическая оценка месторождений полезных ископаемых и обоснование мероприятий по борьбе с подземными водами при проходке шахт и других горных выработок. Выбор наиболее рациональной системы разработки месторождения, способа водоотлива и наблюдений за рудничными водами, выяснение режима водопритока, разработка мер борьбы с прорывами подземных вод также требуют участия гидрогеолога. Без оценки гидрогеологических условий нельзя правильно оценить категорию запасов полезного ископаемого (если необходимые данные о подземных водах отсутствуют, запасы утверждаются по более низким категориям).

Каждое разрабатываемое месторождение характеризуется определенным коэффициентом водообильности, представляющим собой отношение количества воды в кубических метрах к количеству добываемого полезного ископаемого в тоннах. Этот коэффициент на сравнительно слабо обводненных рудниках равен 2—3, в сильно обводненных — больше 10, а иногда и до 100. В задачу гидрогеологов входит обоснование эффективных мероприятий по защите горных выработок от обводнения с целью уменьшения коэффициента водообильности.

При изысканиях, связанных с разработкой нефтяных или газовых месторождений, требуется выяснить взаимоотношение подземных вод с нефтяными и газовыми зале-

жами, химический состав вод каждого горизонта, определить контур водоносности и пьезометрический напор.

6. Гидрогеологические изыскания на месторождениях минеральных вод осуществляются в целях использования последних в санаторно-курортном деле. Задачи изысканий заключаются: в обнаружении новых месторождений минеральных вод на участках, удобных для курортного строительства как в отношении климата, так и с точки зрения транспортных путей; в оценке количества и качества минеральной воды; в выяснении типа месторождений и в организации наиболее рациональной системы эксплуатации и контроля за режимом.

Все изложенное свидетельствует о том, что детальные гидрогеологические изыскания требуют хорошего знания методов работы и умения применять наиболее совершенные способы буровых, опытных, геофизических и гидрогеологических работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материал, приведенный в настоящей книге, показывает, что гидрогеология является сложной комплексной наукой, охватывающей обширный круг вопросов и помогающей решать важные проблемы народного хозяйства.

Строительство гидротехнических сооружений, электростанций, каналов, оросительных систем, транспортных магистралей, высотных зданий, освоение целинных и залежных земель, благоустройство городов, курортов, совхозов и колхозов, вовлечение в эксплуатацию все новых и новых месторождений нефти, угля, газа, солей, рассолов, минеральных вод, различных руд и строительных материалов — все это требует участия гидрогеологов.

Гидрогеологи и инженеры-геологи привлечены к изучению природных условий засушливых районов, физико-геологических явлений, развивающихся по берегам рек и каналов, к тщательной оценке инженерно-геологических условий территорий водохранилищ и к разработке прогнозов тех изменений, которые должны произойти в режиме подземных вод под влиянием различных сооружений.

Проблема происхождения подземных вод тесно связана с проблемой происхождения жизни на земле и не может быть понята без рассмотрения основного вопроса современного естествознания — происхождения Земли. Над этим вопросом успешно работают советские ученые О. Ю. Шмидт, В. Г. Фесенков и др. Глубокие идеи М. В. Ломоносова, Д. И. Менделеева, А. М. Бутлерова, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и других русских ученых способствовали правильному направлению разработки космогонических гипотез.

Теория Шмидта основана на признании единого процесса развития всех тел солнечной системы, который, однако проис-

ходил в различных условиях и привел к некоторым отличиям для некоторых тел. Новая теория правильно учитывает температурный режим земной коры и исходит из того положения, что Земля начала свое существование как тело холодное. Это положение в корне противоположно старым представлениям о первоначальном огненно-жидком состоянии Земли, на поверхности которой затем образовалась твердая корка. Однако близкие к ним взгляды еще имеют распространение среди многих геологов, создавая почву для поддержки теорий о происхождении больших масс «ювенильных» вод в результате магматических процессов.

Касаясь вопросов образования морей и атмосферы, Шмидт обращает внимание на то, что в некоторых современных метеоритах есть вода. С этим обстоятельством он связывает возможность образования воды на поверхности земли, но этот вопрос еще требует дальнейшей разработки. Есть основания полагать, что формирование воды на нашей планете не обязательно связано с привносом ее извне; она образуется и при развитии самой Земли, участвуя во всех геологических процессах, преобразующих ее лик.

Теперь уже достаточно хорошо установлено, что при осадкообразовании в морских или иных водоемах вместе с донными илами накапливаются воды, изменяющиеся в процессах диагенеза. Толщи осадочных пород после отступания моря обычно бывают насыщены измененными водами седиментационного происхождения. Впоследствии, при поднятии этих толщ, происходит вытеснение древних вод, достигающее полного замещения минерализованных вод пресными на наиболее приподнятых частях структур. В верхних частях земной коры, где происходит интенсивный водообмен, формирование подземных вод обусловлено процессами инфильтрации атмосферных осадков, а их химический состав—выщелачиванием почв и горных пород. Но это не дает оснований приписывать такое же происхождение водам, заключенным в порах и пустотах пород, залегающих на больших глубинах, где имеет место весьма замедленный водообмен.

Магматические процессы придают процессам формирования вод характерные черты. Они способствуют освобождению больших количеств связанной воды (в минералах, породах) и включению их в общий сток. С этими процессами связано обогащение подземных вод многими специфическими элементами и газами, но данные последних исследований не позволяют приписывать им большой роли в формировании «ювенильных» вод, как вод, впервые возникающих в земной коре. В областях современного вулканизма, где известны горячие и перегретые воды, развиты также в основном воды инфильтрационного и морского происхождения. Это заставляет пересмотреть проблему образования гидротермальных растворов с позиций советской гидрогеологии как проявлений довольно крупных бассейнов под-

земных вод, гидродинамика которых связана с общим гидростатическим напором, создающимся у поверхности земли.

Рассмотрение проблемы происхождения подземных вод с диалектических позиций приводит к следующим основным положениям:

1. Подземные воды образуют природные водонапорные системы земной коры — подземную гидросферу, тесно связанную с горными породами, поверхностными водами рек, морей и океанов и влагой атмосферы. Бассейны подземных вод обладают хорошо выраженной гидрогеодинамической и гидрогеохимической зональностью, обусловленной той или иной стадией развития геологических структур и их взаимосвязью с атмосферой.

2. Подземные воды находятся в состоянии непрерывного движения и видоизменения, непрерывного обновления и развития. Однако формы движения в природных водонапорных системах различны и не исчерпываются только механическим перемещением гравитационной воды; большую роль играют тепловые формы движения: диффузия, осмос, выравнивание концентрации, переход из одного состояния в другое и т. п.

3. Подземные воды подвержены изменениям как незначительным, количественным, так и коренным, качественным. Последние происходят при изменении природной обстановки, в которой находились подземные воды. В результате таких изменений в горных породах происходит замена одного химического типа природной подземной воды другим.

4. Подземным водам свойственны внутренние противоречия. Эти противоречия создаются между различными состояниями воды (твердое — жидкое — газообразное), между водами различной минерализации и т. п.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что гидрогеология — наука, получившая широкое развитие в Советском Союзе, коренным образом отличается от учения о подземных водах, распространенного за рубежом. Ее основные отличительные особенности заключаются в следующем:

1. Изучение условий формирования и распространения подземных вод ведется на основе глубокого анализа истории геологических процессов и динамики природных водонапорных систем.

2. Подземные воды рассматриваются не как изолированные струи, слабо связанные с окружающей средой, а как закономерно распределяющиеся динамические месторождения, приуроченные к крупным бассейнам в пределах подземной гидросферы. В пределах этих бассейнов отмечается гидрогеохимическая и гидрогеодинамическая зональность.

3. Исследования ведутся с использованием всех новейших методов гидрогеологического и геофизического изучения геологических структур и заключенных в них подземных вод. При этом характерно стремление к завершенным выводам и коли-

чественной оценке природных явлений, необходимой для полного использования подземных вод.

4. Исследователи смело подходят к решению вопросов поисков, разведок и использования подземных вод, стремясь к получению подземных вод не там, где они случайно появляются на земной поверхности, а там, где они, быть может, и глубоко скрыты, но где их необходимо иметь в интересах социалистического строительства.

5. Гидрогеологические работы проводятся большими коллективами специалистов. В СССР созданы хорошо оснащенные специальные научно-исследовательские институты и большая сеть контрольно-наблюдательных станций, изучающих режим подземных вод. В изучении подземных вод участвуют все, начиная от рабочих буровой партии, среди которых много энтузиастов-новаторов, кончая выдающимися учеными-академиками. Гидрогеологам помогают любители-краеведы, охотники, пионеры.

6. При широком развертывании комплексных работ гидрогеологи изучают подземные воды в тесном содружестве с геологами, гидрологами, почвоведами, климатологами, агромелиораторами, гидротехниками, гидрохимиками и др., что позволяет применять различные, наиболее совершенные методы смежных дисциплин и полнее решать вопросы использования водных ресурсов. Особенно важно внедрить в практику изучения подземных вод новейшие методы физико-химического анализа (оптические, электрохимические, радиоактивные и др.).

Славные традиции русской геологической школы, широкий ломоносовский подход к анализу природных явлений, плодотворное влияние докучаевской школы почвоведов и менделеевской школы химиков, работы советских гидравликов и гидрогеологов открывают перед советской гидрогеологией большие перспективы роста и расцвета.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов С. К., Биндеман Н. Н., Семенов М. П. Водозаборы подземных вод. Стройиздат, 1947.

Авдусин П. П., Цветкова М. А. Структура порового пространства коллекторов песчаного типа. ДАН СССР, т. XX, № 2—3, 1938.

Аверкиев М. С. Метеорология. Изд. МГУ, 1951.

Агаджаиов А. М. Гидрогеология и гидравлика подземных вод и нефти. Гостоптехиздат, 1954.

Алекин О. А. Общая гидрохимия. Гидрометеоиздат, 1948.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеоиздат, 1953.

Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. Географиздат, 1947.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Часть I — Общая климатология. Часть II — Методы климатологической обработки наблюдений. Гидрометеоиздат, 1952.

Альтовский М. Е. Расчет дебита по откачкам из одиночных скважин. Госгеолиздат, 1940.

Альтовский М. Е. Методическое руководство по расчету взаимодействующих артезианских и грунтовых водозаборов. Госгеолиздат, 1947.

Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, 1952.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод Грознеиских иефтяных месторождений. БМОИП, отд. геол., т. IX (3—4), ГОНТИ, 1931.

Архангельский Г. И. Приемы составления гидрогеологических и инженерно-геологических карт. Разведка недр, № 23—24, 1937.

Басов Г. Ф. Гидрологическая роль лесных полос Каменной степи. Агробиология, № 1, 1949.

Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, 1937.

Белянкин Д. С. О воде в некоторых минералах. Тр. Петрогр. ин-та, АН СССР, вып. 4, 1933.

Берг Л. С. Основы климатологии. Учпедгиз, 1938.

Берг Л. С. Природа СССР. Учпедгиз, 1938.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3-е. Географиздат, т. I, 1947, т. II, 1952.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Биндеман Н. Н. Ускоренные вычисления дебита буровых скважин, колодцев и родников. Стройиздат, 1945.

Биндеман Н. Н. Методы определения водопроницаемости горных пород откачками, наливами и нагнетаниями. Углетехиздат, 1951.

Близняк Е. В. и Никольский В. М. Гидрология и водные исследования. Речиздат, 1946.

Богомолов Г. В. К методике определения производительности водоносных пластов откачкой. Гидротехгео, вып. 18, 1938.

Богомолов Г. В. Основы гидрогеологии. Госгеолиздат, 1951.

Борисов А. А. Климаты СССР. Учпедгиз, 1948.
Брод И. О. и Еремеико Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд. МГУ, 1950.
Бруевич С. В. Элементарный состав воды мирового океана. Тр. Ин-та океанологии, т. II, АН СССР, 1948.
Буачидзе И. М. О распространении артезианских бассейнов на территории Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IX, № 8, 1948.
Бунеев А. Н. К вопросу происхождения основных типов минерализованных вод в осадочных породах. ДАН СССР, т. XIV, № 6, 1944.
Бунеев А. Н. К истории вод седиментации. Советская геология, № 19, 1947.
Бурксер Е. С. и Федорова Н. К. Опыт исследования химического состава атмосферных вод. Гидрохимические материалы, т. XVI, АН СССР, 1947.
Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Машстройиздат, 1949.
Васильевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования Европейской части СССР. Советская геология, № 8—9, 1938.
Васильевский М. М., Борсук Н. В., Ревунова Н. А., Шашерова Е. И. Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. Советская геология, № 7, 1939.
Васильевский М. М., Бутов П. И. Материалы по методике составления гидрогеологических карт (с атласом карт). Тр. ЦНИГРИ, вып. 94, 1937.
Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоиздат, 1948.
Вернадский В. И. О классификации и химическом составе природных вод. Природа, № 9, 1929.
Вериадский В. И. Пластовые воды биосферы и стратисферы. Социалистическая реконструкция и наука, № 2, 1932.
Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. I, вып. 1—2—3. ОНТИ, 1936.
Викторов С. В. Растительность как индикатор при геологических исследованиях в Средней Азии. Пробл. физ. геогр., т. XIV, 1949.
Виленский Д. Г. Почвоведение. Учпедгиз, 1950.
Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. АН СССР, 1932.
Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности). Тр. лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. I, 1948.
Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. АН СССР, 1950.
Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. Сб. № 1—8 Первого всесоюзного гидрогеологического съезда в Ленинграде в 1931 г., ОНТИ, 1932—1934.
Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. АН СССР, 1948.
Высоцкий Г. Н. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. Гослестехиздат, 1938.
Гаель А. Г. Облесение бугристых песков засушливых областей. Географгиз, 1952.
Галактионов В. Л. Жизнь рек. Госэнергоиздат, 1951.
Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод Европейской части СССР. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. III, 1948.
Гармонов И. В. и Лебедев А. В. Осиовные задачи по динамике подземных вод. Госгеолиздат, 1952.
Герасимов А. П. Минеральные воды в России. Сб. «Естественные производительные силы России», т. IV, вып. 40, АН, 1920.

Герасимов А. П., Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, 1939.
Герасимов И. П. Преобразование природы степей и пустынь. Природа, № 1, 1952.
Гиринский Н. К. Определение коэффициента фильтрации по данным откачек при неустановившихся дебите и понижениях. Госгеолиздат, 1950.
Гвоздецкий Н. А. Карст. Географиздат, 1950.
Глухов И. Г. Периодические колебания подземного стока и предсказывание расходов источников в летнее время. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. III, 1948.
Гордеев Д. И. Подземная вода по воззрениям М. В. Ломоносова. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. I, 1948.
Гордеев Д. И. Роль В. В. Докучаева в истории отечественной гидрогеологии. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. VI, 1949.
Давыдов Л. К. Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР. Гидрометеоиздат, 1944.
Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеоиздат, 1947.
Дахнов В. Н. и Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. Гостоптехиздат, 1952.
Дзердзеевский Б. Л. Научный прогноз погоды. Наука и жизнь. № 8—9, 1946.
Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Учпедгиз, 1948.
Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступность для растений. АН СССР, 1948.
Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.
Жирмунский А. М., Козырев А. А. О классификации подземных вод. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 98, сер. гидрогеол., № 4, 1928.
Жуков В. А., Толстой М. П., Троянский С. В. Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины. ОНТИ, 1939.
Жуков М. М. и Храмушев А. С. К методике определения направления и скорости движения подземных вод. Сб. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». Гостройиздат, 1933.
Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГУГМС, сер. 4, вып. 24, 1946.
Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Тр. ГГИ, вып. 21, 1949.
Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, 1940.
Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт (с приложением макетов карт). Госгеолиздат, 1945.
Иванов А. Т. Определение подземной составляющей речного стока гидрохимическим способом. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. III, 1948.
Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Записки Всес. геогр. о-ва, нов. сер., т. I, АН СССР, 1948.
Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, т. XLV, № 3, 1944.
Игнатович Н. К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей: ДАН СССР, т. XLVI, № 5, 1945.
Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования терртории СССР. Советская геология, № 19, 1947.
Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. Сб. ВСЕГИНГЕО, № 13, «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». Госгеолиздат, 1950.

Ильин В. С. Грунтовые воды. БСЭ, т. 19, 1923. Инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства (методическое руководство). Под ред. И. В. Попова, т. I и II. Госгеолиздат, 1950.
Инструкция по исследованию водопроводимости горных пород методом опытных нагнетаний (составил Г. Н. Каменский). Госгеолиздат, 1946.
Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод. Госгеолиздат, 1952.
Калугин П. И. Схема тектоники передового хребта Копет-Дага. Тр. Туркм. фил. АН СССР, вып. 2, 1942.
Каменский Г. Н., Биндеман Н. Н., Вевиоровская М. А., Альтовский М. Е. Режим подземных вод. ОНТИ, 1938.
Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Госгеолиздат, 1943.
Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. VI, 1949.
Каменский Г. Н. Вопросы гидрохимического режима районов оросительных систем Прикаспийской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
Каменский Г. Н., Климентов П. П., Овчинников А. М. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1953.
Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. Географиздат, 1948.
Кейльгак К. Подземные воды. ОНТИ, 1935.
Кене В. Учение о грунтовых водах. Госстройиздат, 1932.
Кеппен В. Основы климатологии. Учпедгиз, 1938.
Климентов П. П. Сборник задач по динамике подземных вод. Госгеолиздат, 1951.
Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Ч. I и II, АН СССР, 1946.
Ковда В. А. Процессы современного соленакопления в почвах. Тр. Почв. ин-та им. В. П. Докучаева, АН СССР, т. XXV, 1947.
Козлов А. А. Проблемы геохимии природных газов. Гостоптехиздат, 1950.
Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, 1947.
Костин С. И. Основы метеорологии и климатологии. Гидрометеоиздат, 1951.
Костяков А. Н. Основы мелиорации. Сельхозгиз, 1938.
Кочерин Д. И. Вопросы инженерной гидрологии. Энергоиздат, 1932.
Кравцов А. И. Влияние геологических условий на газоносность угольных месторождений. Углетехиздат, 1950.
Краснопольский А. А. Грунтовые и артезианские колодцы. Горный журнал, № 3, 4, 5, 6, 1912.
Краткий справочник для гидрологических расчетов. Энергоиздат, 1948.
Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Мат. по инж. геол., вып. 2, Металлургиздат, 1951.
Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. АН СССР, 1950.
Крубер А. А. Гидрография карста. Сб. в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина. Изд. О-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии при Московском университете, М., 1913.
Крылов М. М. О режиме и балансе грунтовых вод Голодной степи. Изд. Узб. фил. АН СССР, 1936.
Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек. Тр. лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. V, 1949.
Куделин Б. И. Новые принципы выделения подземного стока на гидрографе рек. ДАН СССР, т. XXVIII, № 6, 1951.
Кузин П. С. О влиянии леса на водный режим и грунтовые воды. Природа, № 7, 1949.

Кузин П. С. Водный баланс Советского Союза. Природа, № 11, 1950.
Кузин П. С. Испарение с суши на территории СССР. Тр. ГГИ, вып. 26, 1950.
Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Гос. русск. геогр. о-ва, т. X, вып. 2, 1928.
Кузнецов С. И. Роль микроорганизмов в круговороте веществ в озерах. АН СССР, 1952.
Кунин В. Н. О некоторых особенностях туркменской народной гидротехники и причинах резкого различия в засоленных водах соседних колодцев. Изв. Туркм. фил. АН СССР, № 3—4, 1945.
Кунин В. К. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. Изв. АН СССР, т. XII, № 1, сер. геогр. и геофиз., 1948.
Кунин В. Н. Задача изучения режима вод в пустынях Средней Азии. Пробл. физ. геогр., т. XIV, 1949.
Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. Сб. «Современные методы исследования физико-химических свойств почв», вып. 2, АН СССР, 1947.
Ланге О. К. О районировании грунтовых вод. Очерки по региональной гидрогеологии СССР. Мат. к позн. геол. строения СССР, МОИП, нов. сер., вып. 8/12, 1947.
Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Изд. МГУ, 1950.
Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипс и бетон. Тр. СПЕЦГЕО, вып. I, 1933.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. АН СССР, 1936.
Лебедев А. В. Изучение режима и баланса грунтовых вод по стационарным наблюдениям. Сб. ВСЕГИНГЕО «Методы исследований и расчетов при инженерно-геологических и гидрогеологических работах». Госгеолиздат, 1951.
Лебедев А. В. Экспериментальный метод определения испарения грунтовых вод и их питания за счет инфильтрации атмосферных осадков в естественных условиях. Сб. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». Госгеолиздат, 1953.
Лебедев В. В. Гидрология и гидрометрия в задачах. Гидрометеоиздат, 1952.
Лейбензон Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. ОГИЗ, 1947.
Лиогенький С. Я. Определение направления и скорости подземного потока методом прослеживания изолиний. Горный журнал, № 4—5, 1946.
Липовский М. И. Изыскания на воду для Свердловского водопровода. Изв. ВГРО, вып. 93, 1931.
Ломизе Г. М. Фильтрация в трещиноватых породах. Госэнергонздат, 1951.
Лучшева А. А. Практическая гидрология. Гидрометеоиздат. 1950.
Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Гидрометеоиздат, 1950.
Мазарович А. Н. Методика гидрогеологических исследований. Мат. Центр. гидрол. ст. НКЗ. Изд. НКЗ, 1926.
Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек. ДАН СССР, т. VII. № 5, 1947.
Маков К. И. О методике подсчета запасов подземных вод артезианского бассейна. Разведка недр, № 23, 1936.
Маков К. И. О гидрогеологическом районировании Причерноморья. Советская геология, № 7. 1939.
Маков К. И. О гидрогеологическом районировании Днепропетровско-Донецкой впадины. Советская геология, № 5—6, 1940.

Максимович Г. А. Основные типы миграции вод на земле. Природа, № 2, 1941.
Максимович Г. А. Пористость геосфер. ДАН СССР, т. XXXVII, № 7—8, 1942.
Марков К. К. Палеогеография. Географиздат, 1951.
Мейнцер О. Э. Гидрогеологические понятия и термины (под ред. Н. Н. Славянова). Геолразведиздат, 1933.
Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах. ОНТИ, 1935.
Мнлановский Е. В. К методике геологического картирования. Вестник ВГРО, № 5—6, 1931.
Нельсон-Скорняков Ф. Б. Фильтрация в однородной среде. Изд. «Советская наука», 1947.
Николаев Н. И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора. Советская геология, № 10, 1946.
Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
Овчинников А. М. Геологические структуры районов минеральных вод. Сб. «Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству», т. V, ОНТИ, 1934.
Овчинников А. М. К методике изучения трещиноватости. Разведка недр, № 4—5, 1938.
Овчинников А. М. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории Советского Союза. Вопросы курортологии, № 5, 1939.
Овчинников А. М. Осиовные принципы применения гидрогеологических критериев к поискам месторождений полезных ископаемых. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 2, Изд. МГРИ, 1947.
Овчинников А. М. О новой классификации источников. БМОИП, отд. геол., т. XXV (6), 1950.
Овчинников Л. Н. и Максимов В. М. Экспериментальные исследования фильтрационного эффекта в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.
Огиевский А. В. Гидрология суши. Сельхозиздат, 1952.
Опытные нагнетания в одиночные скважины (Инструкция Главгидроэнергостроя). Госэнергоиздат, 1947.
Павловский Н. Н. Курс гидравлики. КУБУЧ, 1930.
Панов Б. П. Зависимость испарения с водной поверхности от температуры воздуха. Тр. ГГИ, № 7, 1938.
Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Мат. к позн. геол. строения СССР. МОИП, 1949.
Петров М. П. Водный режим барханных песков. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1941.
Петров М. П. Подвижные пески и борьба с ними. Госгеографиздат, 1950.
Плотников Н. А., Богомолов Г. В., Каменский Г. Н. Классификация ресурсов подземных вод для целей водоснабжения и методика их подсчета. Госгеолиздат, 1946.
Полканов А. А. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. Гос. изд. техн.-теор. лит., 1952.
Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». АН СССР, 1946.
Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеоиздат, 1946.
Поляков Б. В. Гидрогеологические расчеты при проектировании сооружений на реках малых бассейнов. Госэнергоиздат, 1948.
Пономарев В. М. Вечная мерзлота по новейшим данным. Пробл. сов. геол., № 4, 1937.

Попов В. П. Почвенные испарители и лизиметры. Тр. Малеевской садово-огородной опытной станции, вып. 20, 1929.
Попов И. В. Инженерная геология. Госгеолиздат, 1951.
Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 1, 1949. Ч. 2, 1952.
Приклонский В. А. и Лаптев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. Госгеолиздат, 1949.
Принц Е. Гидрогеология. ОГИЗ, 1932.
Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология. Т. II, Источники. Сельхозгиз, 1937.
Прохоров С. П. Требования к гидрогеологической изученности месторождений полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1951.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I и II. Гостоптехиздат, 1940.
Пустыни СССР и их освоение. АН СССР, 1950.
Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. АН СССР, 1939.
Резников А. А., Муликовская Е. П. Химический анализ природных вод на месте. ОНТИ, 1935.
Роде А. А. Почвенная влага. АН СССР, 1952.
Саваренский Ф. П. Инструкция по обследованию источников. ОНТИ, 1932.
Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ, 1935.
Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Учебное руководство для геологоразведочных техникумов. ОНТИ, 1939.
Саваренский Ф. П. Инженерная геология. ОНТИ, 1939.
Саваренский Ф. П. О принципах гидрогеологического картирования. Советская геология, № 19, 1947.
Саваренский Ф. П. Избранные сочинения. АН СССР, 1950.
Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.
Семихатов А. Н. Подземные воды СССР. Горно-геолого-нефтяное издательство, 1934.
Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. IV, 1949.
Силин-Бекчурин А. И. Специальная гидрогеология. Госгеолиздат, 1951.
Симонов Е. В. Определение элементов грунтового потока по одиночной выработке. Госгеолиздат, 1940.
Славянов Н. Н. Эквивалентная форма выражения анализов вод и ее применение. Геолразведиздат, 1932.
Славянов Н. Н. Учение В. И Вернадского о природных водах и его значение. МОИП, 1948.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. АН СССР, 1951.
Соболев В. Д. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
Советов В. С. Общая гидрология. ОНТИ, 1935.
Советская Азия. Кн. 7—8, разд. «Подземные воды». Под ред. Б. П. Терлецкого, 1931.
Соколов А. А. Гидрография СССР. Гидрометеоиздат, 1952.
Соколов Д. С. Основные условия развития карста. БМОИП, отд. геол., т. XXVI (2), 1951.
Соколовский Д. Л. Речной сток (Методы исследований и расчетов). Гидрометеоиздат, 1952.
Сочеванов В. Е. Обзор основных исследований по конденсации водяных паров в почве, Тр. ГГИ, № 7, 1938.
Справочник по инженерной геологии. Под ред. Ф. П. Саваренского, ГОНТИ, 1939.
Справочник санитарного врача. Под ред. А. Н. Сысина и М. С. Горомосова. Медгиз, 1950.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. АН СССР, 1937.
Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф. Общее мерзлотоведение. АН СССР, 1940.
Тейс Р. Д. Изотопный состав дождевых вод. ДАН СССР, нов. сер., т. XXIII, № 7, 1939.
Теодорович Г. И. Структура порового пространства карбонатных коллекторов нефти и их проницаемость (на примере палеозойских коллекторов). ДАН СССР, т. XXXIX, № 6, 1943.
Терлецкий Б. К. Основные принципы гидрогеологического картирования Сб. «Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству», т. VIII, 1933.
Термы и газы Тянь-Шаня. Сб. СОПС под ред. Н. Н. Славянова. АН СССР, 1938.
Ткачук В. Г. Принципы районирования грунтовых вод равнинных областей по признаку условий формирования их баланса. Сб. Львовск. политехн. ин-та, вып. VI, 1949.
Ткачук В. Г. К методике определения водоотдачи песков. Сб. Львовск. политехн. ин-та, вып. VI, 1949.
Толстихин Н. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. Тр. Ком. по изуч. вечн. мерзл., т. I, АН СССР, 1932.
Толстихин Н. И. Нумерация природных вод. Пробл. сов. геол., № 8, 1937.
Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. Пробл. сов. геол., № 3, 1938.
Требин Ф. А. Нефтепроницаемость песчаных коллекторов. Гостоптехиздат, 1945.
Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. Госэнергоиздат, 1949.
Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 27 (81). Вопросы подземного питания и минимального стока рек СССР, 1950.
Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометеоиздат, 1953.
Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского. АН СССР, т. II, 1949.
Фальковский Н. И. История водоснабжения в России. Изд-во Мин. ком. хоз. РСФСР, 1947.
Фадеев П. И. Пески СССР. Изд. МГУ, 1951.
Федорович Б. А. Лик пустыни. Госкультпросветиздат, 1950.
Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III. ОНТИ, 1937.
Ферсман А. Е. и др. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. АН СССР, 1939.
Филатов М. М. География почв СССР. Учпедгиз, 1945.
Фильтры водозаборных скважин. Тр. секции гидрогеологии и инженерной геологии Всесоюзн. горн. о-ва. Под ред. С. В. Троянского. Госстройиздат, 1952.
Храмушев А. С. Гидрогеологическая классификация трещиноватых горных пород. Советская геология, № 4, 1941.
Цинзерлинг В. В. Внутренний водооборот, преобразование природы и улучшение климата СССР. Сб. «Вопросы географии», № 23, 1950.
Цытович Н. А. Механика грунтов. Госстройиздат, 1951.
Чаповский Е. Г. Практическое руководство к лабораториым работам по грунтоведению и механике грунтов. Госгеолиздат, 1945.
Чеботарев А. Н. Гидрология суши и расчеты речного стока. Гидрометеоиздат, 1953.
Чубуков Л. А. Комплексная климатология. АН СССР, 1949.
Чубуков Л. А. Климат засушливых районов и влиянне полезащитных полос на его изменение. Изд. «Знание», 1951.

Шагоянц С. А. Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне. ДАН СССР, нов. сер., т. IX, № 1, 1948.
Шагоянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод центральной и восточной частей Северного Кавказа. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. VI, 1950.
Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 135 (№ 55), 1951.
Швецов П. Ф. К вопросу о связи температуры и мощности вечной мерзлоты с геологическими и гидрогеологическими факторами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1941.
Швецов П. Ф. К определению некоторых понятий в мерзлотоведении. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, 1951.
Шимановский С. В. Методы измерения температур горных пород. АН СССР, 1952.
Щеголев Д. И. Рудничные воды. Углетехиздат, 1948.
Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, 1939.
Щелкачев В. Н. Упругий режим пластовых водонапорных систем. Гостоптехиздат, 1948.
Щелкачев В. Н., Лапук Б. Б. Подземная гидравлика. Гостоптехиздат, 1949.
Щукин И. И. Общая морфология суши. Т. I и II. Горно-геол.-нефт. изд-во, 1933—1934.
Якушева А. Ф. Карст и его практическое значение. Географгиз, 1950.
Hydrology (Physics of the Earth, IX) Ed. by O. E. Meinzer. New York and London, 1942.
Imbeaux Ed. Essai d'Hydrogéologie. Paris, 1930.
Launay L., de. Recherche, captage des Sources Thermo-Minérales. Paris et Liège, 1899.
Martel E. A. Nouveau traité des eaux souterraines. Paris, 1921.
Moret L. Les sources thermominerales. Paris, 1946.
Slichter Ch. S. Подземные воды. (The Motions of Underground Waters. Wat. Sup. and Irr. Papers of the U. S. G. S., N 67). Перевод с английского А. Д. Стопневича. СПБ, 1912.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие ко второму изданию 3
Из предисловия к первому изданию 4

Введение 5

Глава I. **Исторический очерк развития гидрогеологии** 7

Глава 2. **Общий круговорот воды в природе** 18
Баланс воды на земном шаре 18
Бассейны стока 21
Водный баланс отдельных бассейнов 25
Периодичность гидрометеорологических и гидрогеологических процессов 27

Глава 3. **Тепловые условия на поверхности земли** 29
Радиационный баланс земного шара 29
Факторы, влияющие на теплоту земной поверхности 30
Тепловые свойства почв и горных пород 32
Температурные волны во внешней оболочке земной коры . . . 33
Температура подземных вод 36

Глава 4. **Вода в атмосфере** 40
Строение амосферы 40
Влажность воздуха 41
Испарение 44
Атмосферные осадки 50
Воздушные массы 57

Глава 5. **Климат и его значение в распространении вод** 64
Основные типы климатов 64
Климатическая характеристика территорин СССР 68

Глава 6. **Вода на поверхности земли** 73
Поверхностный сток 73
Классификация рек 89
Гидрограф и способы определения подземного питания рек . . 94
Понятие о гидрологических расчетах 101

Глава 7. **Вода в земной коре** 111
Распределение воды в земной коре 111
Пористость горных пород 115
Гранулометрический состав горных пород 121
Влажность горных пород 125
Виды воды в горных породах 127
Водные свойства пород 132

Глава 8. **Основные виды движения подземных вод** 136
Общие понятия 136
Линейный закон фильтрации (закон Дарси) 138
Капиллярные явления в горных породах 143
Определение коэффициента водопроницаемости 147
Определение направления и скорости течения подземных вод . 154

Стр.

Глава 9. **Химический состав и физические свойства подземных вод** 159
Задачи изучения химического состава вод 159
Строение воды 162
Физические свойства воды 163
Признаки загрязнения воды 166
Жесткость воды 167
Агрессивная углекислота 169
Концентрация водородных ионов 173
Общая минерализация вод 175

Глава 10. **Изображение химического состава и систематизация анализов воды** 179
Химические анализы подземных вод 179
Химические классификации подземных вод 187

Глава 11. **Формирование химического состава подземных вод** 197
Основные процессы формирования химического состава подземных вод 197
Химический состав подземных вод и периодическая система Д. И. Менделеева 199
Значение коэффициентов пропорциональности между химическими элементами для изучения состава подземных вод . . 201
Особенности формирования главнейших типов подземных вод . 204
Процессы, изменяющие состав подземных вод 209
Особенности методики гидрогеохимического изучения горных пород 216

Глава 12. **Классификация подземных вод** 220

Глава 13. **Верховодка** 228
Условия образования верховодки 228
Почвенные воды 230
Болотные воды 235
Воды дюн 238

Глава 14. **Грунтовые воды** 239
Понятие о грунтовых водах 239
Условия питания и режим грунтовых вод 242
Зональность грунтовых вод 248
Основные типы грунтовых вод 253

Глава 15. **Артезианские воды** 266
Условия образования артезианских вод 266
Ресурсы артезианских вод 271
Описание типичных артезианских бассейнов 272

Глава 16. **Трещинные воды** 281
Понятие о трещинных водах 281
Водоносность трещиноватых пород 284
Движение подземных вод в трещиноватых породах 287
Классификация трещинных вод 290
Опытные нагнетания при изучении трещиноватых пород . . . 292

Глава 17. **Карстовые воды** 293
Понятие о карсте и карстовых водах 293
Условия развития карста 294
Движение воды в карстовых массивах 299
Особенности режима и химического состава карстовых вод . 302

Глава 18. **Подземные воды области многолетней („вечной") мерзлоты** 305
Понятие о многолетней мерзлоте 305
Основные типы подземных вод области многолетней мерзлоты 309
Наледи 314

Стр.

Глава 19. **Минеральные воды** 317
Понятие о минеральных водах 317
Закономерности распространения минеральных вод 320
Главнейшие типы минеральных вод 325
Каптаж минеральных вод 331

Глава 20. **Закономерности выхода подземных вод на поверхность земли** (источники) 333
Понятие об источниках 333
Классификация источников 339
Режим источников 344
Обследование источников 349

Глава 21. **Методика гидрогеологических исследований** 353
Задачи и содержание гидрогеологических съемок 353
Гидрогеологические карты 357
Гидрогеологические наблюдения при бурении скважин 361
Детальные гидрогеологические изыскания 365

Заключение 368

Литература 372

Редактор *Г. Н. Каменский*
Редактор издательства *М. Л. Энтин*
Техн. редактор *А. А. Киселева*
Корректор *А. А. Позина*

Сдано в набор 13/IX 1954 г. Подписано к печати 2/XII 1954 г.
Формат бумаги $60\times92^{1}/_{16}$. Бум. л. 12. Печ. л. 24 + вклейки 1,5. Уч.-изд. л. 26,1.
Т-09019 Тираж 10 000 экз. Заказ 1437. Цена 10 р. 50 к.

Набрано в типографии № 3 Углетехиздата, Ленинград,
ул. Салтыкова-Щедрина, 54.
Отпечатано в типографии Картфабрики Госгеолтехиздата.

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
207	12 сверху	Выражение $\frac{r}{r}\frac{Na}{Cl} = 1{,}78$	следует читать отдельно от формулы Курлова.
207	13 снизу	Выражение $\frac{r}{r}\frac{Na}{Cl} = 0{,}85$	следует читать отдельно от формулы Курлова.
215	12 снизу	$= FeSO_4 \cdot 7H_2O + H_2SO_4$	$= FeSO_4 + 7H_2O + H_2SO_4$

Овчинников.